



Agosto 2016 No. 16

LA QUÍMICA DE LA VIDA

Oikos= **es una publicación periódica del Instituto de Ecología de la UNAM. Su contenido puede reproducirse, siempre y cuando se cite la fuente y el autor. Dirección: Circuito Exterior S/N, anexo Jardín Botánico, C.U., Del. Coyoacán, C.P. 04510. México, www.web.ecologia.unam.mx. Cualquier comentario, opinión y correspondencia, favor de dirigirla a: Dra. Clementina Equihua Z., al Apartado Postal 70-275, Ciudad Universitaria, C.P. 04510, México, D.F., o a los faxes: (52 55) 5616-1976 y 5622-8995. Con atención a: Unidad de Divulgacion y Difusión, del Instituto de Ecología, UNAM.**



La opinión expresada en los artículos es responsabilidad del autor.

Imagen de portada diseñada por: Diego Rodrigo Ortega Díaz.













Agosto 2016 No. 16

Contenido

Del director

Celebrando la vida, pese a todo…

Constantino de Jesús Macías Garcia

Es muy raro encontrarse frente a la agradable responsabilidad de presentar una colección de escritos inspirada en un autor al que uno admira. Primo Levi, judío italiano y químico de profesión, fue capturado por los Nazis y llevado a Monowice (lo que conocemos como Auschwitz). Su reseña del proceso es a la vez desgarradora y lúcida. Primo Levi enfrentó la degradación a la que judíos, gitanos y otros grupos minoritarios fueron sujetos desde la captura hasta el fin, que para muchos fue la muerte en la cámara de gases. Contra lo que pudiera pensarse, el hilo conductor de su trilogía de Aushwitz, "Si esto es un hombre", "La tregua" y "Los hundidos y los salvados", no es el reclamo acusatorio de la víctima, sino el intento, acusatorio, sí, pero racional, de entender qué es lo que llevó a un sector de la humanidad a desconocer precisamente eso, la humanidad, de otro sector de la sociedad. En esos libros el autor nos confronta con inquietantes realidades de nuestra especie, como el hecho de que incluso entre los prisioneros se establecieran alianzas, pero sobre todo traiciones y rechazos. Su ignorancia del *yiddish* y de la tradición que recoge esa lengua lo alienó, encontrando curiosamente refugio en el grupo de sefaradíes griegos. Primo Levi sobrevivió contra toda esperanza. Su recuento del baño, higiénico pero humano con que lo recibió una militar -seguramente una *matrioska*- del ejército Rojo, contrasta poderosamente con el abyecto proceso al que lo sometieron a su llegada al campo de concentración los oficiales del nazismo. Sobrevivió, y además de hacernos llegar sus memorias y reflexiones sobre un tema que tenemos que tener presente por siempre, nos regaló una serie de obras de ciencia ficción a la vez intrigantes y divertidas. En "Historias Naturales", le gana la ficción; adelanta -y supera- a las impresoras 3D, describe el lenguaje idolátrico de las lombrices intestinales, y muestra una total falta de respeto por el concepto de aislamiento reproductivo. Pero es "El sistema periódico" la obra a la que se dedica este número de *Oikos=*. En él nos recuerdan que conviene pensar en las bases materiales de la vida, en los elementos químicos que nos constituyen y que utilizamos, y cuyos ciclos determinan en buena medida la suerte de organismos, y en definitiva de la biota. Primo Levi cayó de una escalera en casa de su madre. Muchos argumentan que se suicidó, pero tras haber leído muchas de sus obras, su defensa de la vida, y su fascinación por la naturaleza, me inclino a creer que fue solamente un desafortunado accidente.

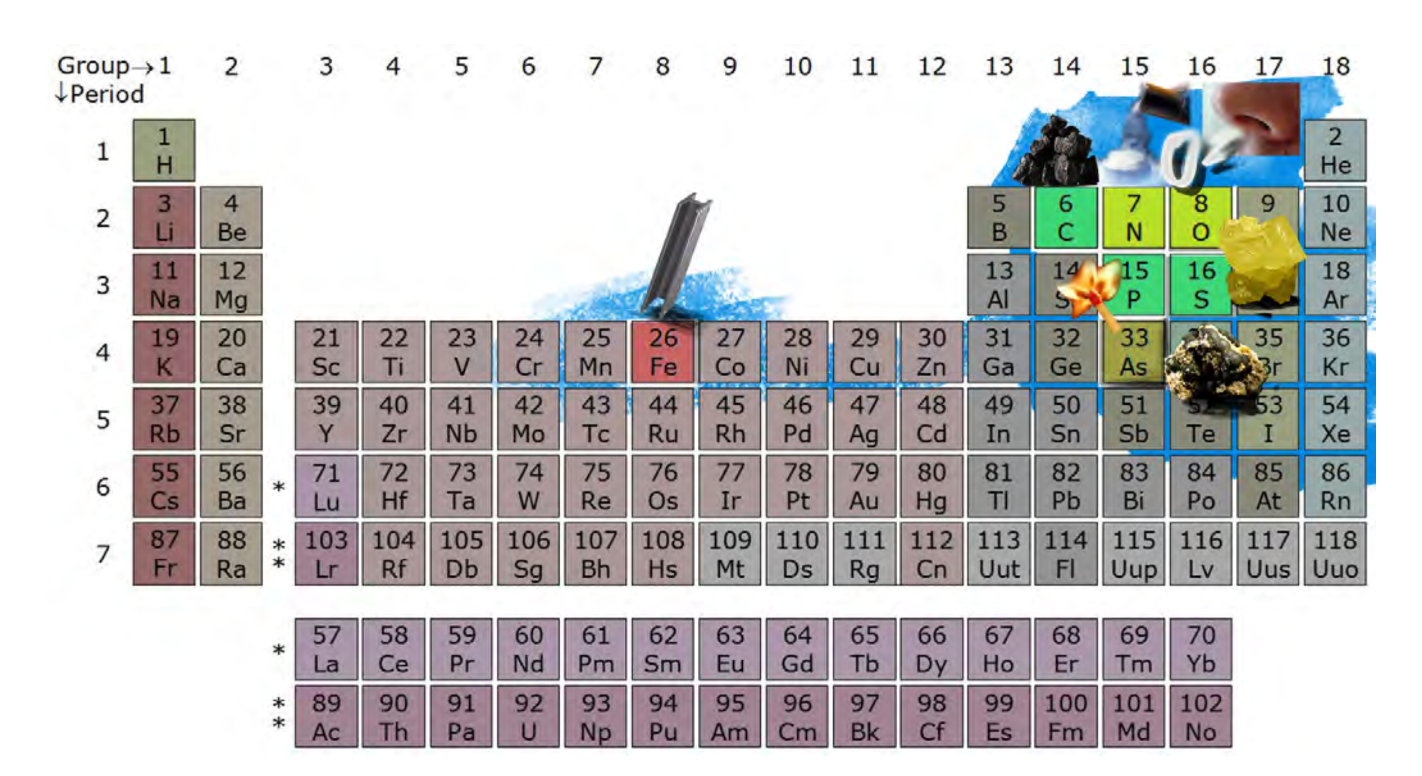




De los editores

La tabla periódica de la vida

Luis E. Eguiarte, Clementina Equihua Z. y Laura Espinosa Asuar



Una manera productiva de ver a la ecología es a través de los elementos químicos. Para muchos de nosotros, naturalistas por vocación o formación, es un enfoque que a primera vista parece árido y demasiado reduccionista. ¿Concentrarnos en los átomos y la química, cuando quizá es más fácil y apasionante ver las complejas adaptaciones y conductas de los animales y plantas? Pero conviene ser humildes y enfocarnos en los átomos, porque en ellos encontraremos respuestas claras y ecológicamente relevantes. Muchos de estos elementos los podemos analizar y estimar de forma concreta y sin errores, con métodos relativamente sencillos. Como lo demuestra la colección de artículos en este número de *Oikos=*, el enfoque químico de la vida es muy útil porque ayuda a entender por ejemplo, cómo se mueven y cambian los distintos elementos básicos a lo largo de los procesos biológicos, y cómo han cambiado en la historia de la vida en la Tierra. El estudio de los elementos también nos ayuda a comprender el comportamiento de los llamados ciclos biogeoquímicos, que nos permiten distinguir diferentes estrategias evolutivas y adaptativas y además, nos conectan con el origen de la vida y con la evolución del universo.

Analizar la vida a través de los elementos químicos en realidad tiene una larga historia, casi tan larga como la de su descubrimiento. La historia podría narrarse desde los primeros estudios de fisiología vegetal que tuvieron aplicaciones agronómicas, por ejemplo la de la ley del mínimo de Liebig, un científico alemán que en 1840 describió cómo diferentes elementos son factores limitantes para la producción agrícola: por más que hubiera condiciones óptimas, si falta alguno de estos factores limitantes (que para plantas usualmente son el fósforo o nitrógeno), las plantas no podían crecer ni producir más, pero



si se aplicaban fertilizantes que incluían fósforo y nitrógeno, la producción podría seguir aumentando.

Un referente esencial de la tabla periódica es es el de Primo Levi, un químico italiano nacido en Turín en 1919 quien en 1975 publicó el libro titulado El sistema periódico. Este texto es una colección de 21 historias cortas de diferente tipo, cada una alrededor de un elemento de la tabla periódica. Algunas de las historias son narrativas personales de la vida del autor, incluyendo la experiencia de ser un judío en una comunidad italiana tradicional. Así, en el primer cuento, titulado *Argón*, Levi hace referencia a que este elemento es un gas "noble", inerte, que no interactúa químicamente con otros elementos. En otros capítulos relata, usando diferentes elementos como marco de referencia, sus experiencias en la Italia fascista, en la resistencia y su milagrosa sobrevivencia posterior en un campo de concentración. Es especialmente interesante su relato del *Carbón*, una narración de un solo átomo de carbono y su paso por los ciclos biogeoquímicos en la Tierra. El libro ganó el reconocimiento de la Royal Institution de Londres como el mejor libro de ciencia de la historia, en el año 2006.

Parafraseando la colección de narraciones de Primo Levi, nos inspiramos a presentar esta colección de ensayos sobre los principales elementos de la vida en este número de *Oikos=*, en el que, al igual que la obra de Levi, el tema de cada ensayo se dedica a un elemento y cada uno de ellos es presentado y analizado desde muy diversas perspectivas.

Siguiendo el orden de la tabla periódica, el primer elemento que revisamos es el carbono, con un número atómico (número de protones) de 6. Julio Campo, a partir de su larga carrera en nuestro Instituto estudiando a los ecosistemas terrestres y el almacenamiento de carbono, nos relata cómo se ha acelerado la tasa de liberación del carbono, elemento que estuvo millones de años atrapado en yacimientos de carbón mineral y de petróleo. Al extraer estos materiales lo estamos liberando con los ya conocidos efectos en la atmósfera, cambio climático y perturbaciones que apenas comenzamos a entender. Julio cuenta cómo todo esto se liga con el concepto de la nueva época geológica del *Antropoceno*, que discutimos en nuestro número anterior de *Oikos=*(número 15).

A continuación en la tabla encontramos al nitrógeno, cuyo número atómico es 7. Silvia Pajares, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, describe el ciclo biogeoquímico de este elemento y cómo se ha alterado drásticamente con el uso excesivo de fertilizantes. Estos últimos han sido producidos a partir del descubrimiento que los alemanes Fritz Haber y Carl Bosch hicieron, a principios del siglo XX, sobre la fijación artificial del nitrógeno (a partir de gas nitrógeno e hidrógeno se produce amoniaco, que puede usarse para producir fertilizante, proceso que se conoce como fijación de nitrógeno). En realidad la idea original no era alimentar al mundo, más bien ellos querían fabricar compuestos químicos para hacer los explosivos que se usarían durante la Primera Guerra Mundial. A pesar de que el nitrógeno es el gas más abundante de nuestra atmósfera, antes de Haber y Bosch se sabía que existían pocas maneras de fijar nitrógeno; se conocía por ejemplo que algunas bacterias lo hacen, como *Rhizobium*, y también se fijaba gracias a los rayos durante las tormentas eléctricas, pero en bajas cantidades. Esta dificultad para fijar el nitrógeno, necesario para los procesos biológicos (ya que el amoniaco es la forma del nitrógeno que puede ser aprovechada por los seres vivos, a diferencia del gas nitrógeno, que no podemos utilizar) era el principal factor limitante para la productividad, de muchas plantas silvestres y especialmente, para incrementar la producción de las cultivadas. Actualmente el nitrógeno está disponible en exceso en la mayor parte de los ecosistemas terrestres y acuáticos, y causa graves problemas ambientales, como los blooms o grandes florecimientos masivos de algas, cianobacterias y plantas acuáticas que modifican y destruyen los ecosistemas acuáticos. En el mar es particularmente preocupante, ya que en donde se acumula este elemento, se forman las famosas zonas muertas o zonas mínimas de oxígeno.

El elemento que sigue es el oxígeno, con un número atómico de 8. Desde niños sabemos que si no lo respiramos cada minuto de nuestra vida, nos morimos. Pero a veces se nos olvida que en la vida temprana no era necesario, es más en algún momento de la historia de la vida en la Tierra fue un veneno mortal para todos los seres vivos que existían. Las bacterias primitivas, inicialmente anaerobias (no utilizaban oxígeno para respirar) fueron produciendo oxígeno como un desecho tóxico a través de la fotosíntesis. Valeria Souza de nuestro Instituto, junto con su alumna de doctorado, Mariette Viladomat, relatan la larga jornada evolutiva del oxígeno, desde que era una molécula mortal para la vida hasta cuando llegó a ser indispensable para los grandes ecosistemas que ahora conocemos.

El fósforo, de número atómico 15, es otro de los elementos limitantes de la productividad primaria, y su caso es drásticamente opuesto al nitrógeno. En México muchos de nuestro suelos, principalmente los de origen volcánico y calcáreo, son muy pobres en fósforo, y esto es un problema especialmente grave para la agricultura. Resulta que en nuestro planeta no hay una forma sencilla de obtener el fósforo, sólo se extrae de minas de fosfatos y de yacimientos de guano. Pero ambas fuentes se están acabando, y se considera que en los próximos años vamos a tener una crisis. Estos aspectos los exploran dos expertos en este elemento: Yunuen Tapia-Torres y Felipe García-Oliva quienes trabajan en la UNAM, la primera en el Instituto de Geofísica y el segundo en el Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, ambos en Morelia.

Después del fósforo, se encuentra el azufre en la tabla periódica, con un número atómico de 16. Es uno de los elementos biológicamente menos comprendido, ya que si bien forma parte de varios aminoácidos esenciales, se ha hecho poca investigación



para entender su comportamiento biogeoquímico, así como los mecanismos involucrados en su metabolismo y funcionamiento biológico. A partir de estudios detallados de metagenomas de Cuatro Ciénegas (un metagenoma es el resultado de secuenciar el ADN toda una comunidad completa de seres vivos), Valerie de Anda, estudiante de doctorado y su asesora, Valeria Souza de nuestro Instituto, nos platican de la relevancia de este elemento y sus importantes descubrimientos al respecto. La química del azufre es mucho más compleja que los anteriores, pero las autoras explican de forma extraordinaria la biología de este difícil elemento.

Otros dos elementos más pesados, el hierro y el arsénico, también se analizan en este número. Por un lado Icoquih Zapata, investigadora del Instituto Mexicano del Petróleo, escribe sobre un metal, el hierro, con número atómico 26 y relata su importancia en diferentes procesos biológicos. Por ejemplo describe cómo diferentes microorganismos lo utilizan y aprovechan, concentrándose en un grupo peculiar de bacterias: las magnetotácticas. Estas bacterias acumulan hierro magnético en los llamados magnetosomas, estructuras que les confieren movimiento y orientación con respecto al campo magnético. Los magnetosomas tienen distintas aplicaciones posibles que resultan fascinantes.

Por último, y para concluir el número, María Eugenia Farías de la Universidad Nacional de Tucumán en Argentina nos platica sobre el arsénico. Este elemento, con el número atómico de 33, es un veneno potente para muchos organismos, pero se han identificado bacterias que están adaptadas a coexistir con él en algunos sistemas acuáticos extremos, como son los lagos y salares de los Andes, en los que es abundante. La toxicidad del arsénico se debe a su similitud molecular con el fósforo, por lo que es incorporado por error en diversos procesos biológicos, y esto resulta en la muerte del organismo. La Dra. Farías nos explica estos procesos usando varios ejemplos fascinantes, tomados de sus estudios con estromatolitos y tapetes microbiano andinos, en particular de la Laguna Diamante en Argentina, a 4,500 metros de altitud.

Esperemos que gocen con este número de Oikos= como lo hemos hecho nosotros al diseñarlo y editarlo. En el próximo número trataremos diferentes temas de la ecología y los problemas ambientales en México, concentrándonos en particular con cuestiones relacionadas con la agroecología, y recursos naturales de la milpa, un sistema tradicional de manejo hiperdiverso de Mesoamérica.



Artículo

El carbono ¿es inocente?

Julio Campo

El Antropoceno, una nueva era geológica bajo debate

El Holoceno es la época que comenzó al final de la última Edad de Hielo, hace 11,700 (± 99) años antes del presente. Esto sucedió cuando se estabilizó la temperatura del planeta que, con pequeñas variaciones, persistió hasta que los humanos comenzamos a cambiar el clima global.

El inicio del Antropoceno, término creado en el año 2000 por Paul Crutzen, Nobel de Química, es tema de debate. Crutzen y sus colegas lo ubicaron al comienzo de la Revolución Industrial, a finales del siglo XVIII. Otros lo ubican al comienzo de la agricultura, 7,000 u 8,000 años atrás. Las evidencias sugieren que el impacto humano no desestabilizó al sistema Tierra hasta que comenzamos a quemar combustibles fósiles en grandes cantidades, así como a incrementar la deforestación y quemas buscando extender la frontera agrícola y ganadera. Una opinión más reciente dice que su inicio fue en 1945, cuando comenzó la "Gran Aceleración", cuyo impacto en el sistema Tierra no tiene dudas. Ese año es también en el que una línea de isótopos radiactivos fue dispersada sobre la superficie del planeta, la cual servirá como indicador estratigráfico a los futuros geólogos.

El inicio de esta nueva era geológica propuesta no es el único debate. También lo hay respecto a su definición. Una primera definición del Antropoceno propone un nuevo intervalo en la historia geológica. Pero de acuerdo con los geólogos, el establecimiento de este nuevo intervalo de tiempo exigirá evidencias sedimentarias que pueden tomar años o décadas conseguir.

Una segunda definición de Antropoceno surge de las *ciencias del sistema Tierra*, una disciplina multidisciplinaria que incluye a la climatología, la ecología global, la geología, la geoquímica, la oceanografía, la química atmosférica, entre otras especialidades que comparten una perspectiva de sistemas complejos respecto a la Tierra. Esta aproximación es alimentada por el aumento de evidencias obtenidas en las diferentes "esferas" de la Tierra (atmósfera, biósfera, criosfera, hidrosfera y litosfera) mediante programas de monitorización. Esta perspectiva de las *ciencias del sistema Tierra* ve al planeta como un todo, desde su núcleo hasta la parte superior de la atmósfera, en un estado de flujo controlado por la energía y los ciclos de materiales.

Si bien el Antropoceno es geológico en un sentido amplio, la influencia humana no se puede detectar estratigráficamente, es decir en las rocas, sino que refleja cambios en el sistema Tierra. En esta perspectiva, una contribución sustancial a la discusión ha sido el trabajo de Johan Rockström y colaboradores de 2009, donde plantean "límites planetarios" más allá de los cuales el sistema Tierra opera en un diferente estado. Estas variaciones en clima y biodiversidad, entre otros, son producto de un cambio en la relación de los humanos con la naturaleza,



El Antropoceno es una palabra popularizada por P.J. Crutzen para referirse al impacto de las actividades humanas sobre la atmósfera Terrestre. Imagen a partir de Williams *et al.*, 2016.



debido a transformación del paisaje, urbanización, extinción de especies, extracción de recursos, producción de desechos, así como alteración de procesos naturales como los ciclos globales del nitrógeno, del fósforo, y del carbono.

Aceptar a la época del Antropoceno es reconocer que los humanos nos hemos constituido en una fuerza que cambia el funcionamiento de la Tierra, tanto como el vulcanismo, la tectónica, las fluctuaciones cíclicas en la actividad solar o los cambios en la órbita terrestre alrededor del Sol. Por ejemplo, los paleoclimatólogos estiman que las emisiones de gases con efecto invernadero inducidas por nosotros podrían suprimir los ciclos glaciares durante los próximos 500,000 años. Los registros de las ciencias de la Tierra son una manera implícita de reconocer que ha habido cambios ambientales globales sin precedentes en escala y rapidez, desde el surgimiento del género *Homo*, hace alrededor de 2.5 millones de años, y por tanto desde que nuestra especie camina en la Tierra (desde hace unos 200,000 años). Por ejemplo, un clima 4 ºC más caliente para finales de este siglo –la esperada en los escenarios más optimistas de cambio climático global– no tiene antecedentes en los "recientes" 15 millones de años.

Más allá de que la Comisión Internacional de Estratigrafía incluya al Antropoceno en su geocronología (y en su caso como una era, período o época), la narrativa del Antropoceno es la historia de una especie que pasó de ser recolectora de frutos y cazadora, a una fuerza geológica global. Si todos los humanos, y en particular el 7% más rico que es responsable de la mitad de la huella ecológica global humana, adoptáramos una nueva forma más verde, más sostenible de relacionarnos con el mundo natural, retornar a las condiciones del Holoceno podría llevar siglos o más probablemente milenios. Vivir en el Antropoceno nos ha llevado a emitir a la atmósfera unos 555 Petagramos (1 Pg = 1015 g) de carbono como dióxido de carbono (CO_2) debido a nuestras actividades desde 1750.

Alteración del ciclo de carbono

Datos de largo plazo compilados por el Grupo Intergubernamental respecto al Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés), indican la existencia de un aumento claro y consistente en las concentraciones de CO_2 y de otros gases con efecto invernadero (metano y óxido nitroso) en la atmósfera, y que la temperatura global también ha aumentado en los pasados 650,000 años, así como probablemente en los últimos 20 millones de años. Ya en 1896, el laureado premio nobel Svante Arrhenius en la publicación *On the influence of carbonic acid (carbon dioxide) in the air upon the temperature of the ground* asoció que el aumento en las emisiones en CO_2 debido a la quema de combustibles fósiles tenía el potencial de afectar la temperatura global.

Hoy los análisis de núcleos de hielo polar nos indican que durante los últimos 7,000 años antes de 1750 las concentraciones de CO_2 atmosférico se habían mantenido poco variables



Las muestras de hielo obtenidas principalmente de los círculos polares, son útiles para conocer los cambios históricos en la atmósfera terrestre. Foto: NASA.

(oscilando entre 260 y 280 partes por millón; ppm). Sin embargo, desde el comienzo del Antropoceno, las emisiones de CO_2 por actividades humanas han llevado a que su concentración en la atmósfera aumentara en 40% (de 278 ppm en 1750 a 390.5 ppm en 2011); e incluso que continúen haciéndolo (por ejemplo, en marzo del 2015 su concentración superó la barrera simbólica de 400 ppm). Estos registros superan la variación en su concentración durante los 800,000 años previos a 1750, cuando varió entre 180 ppm en períodos glaciares (fríos) y 300 ppm en períodos interglaciares (calientes).

Las principales causas del aumento observado en la concentración de CO_2 atmosférico son la quema de combustibles fósiles y la producción de cemento (375 Pg de C de los 555 Pg de C estimados), así como una contribución menor pero significativa debido al cambio de uso del suelo (180 Pg de C). Se estima que poco menos de la mitad de las emisiones de CO_2 (240 Pg de C) debidas a nuestras actividades desde 1750 han quedado almacenadas en la atmósfera, el resto del carbono lo han removido y almacenado los procesos naturales en los océanos (155 Pg de C) y la vegetación terrestre y suelos (160 Pg de C).

Los diferentes escenarios que distintos científicos han obtenido por modelos matemáticos, sugieren de forma consistente que durante el siglo XXI se puede esperar que el océano continúe contribuyendo a la captura y almacenamiento de una parte de las emisiones antropogénicas de CO_2 a la atmósfera. Sin embargo, existe incertidumbre respecto a como evolucionará la capacidad de almacenamiento de carbono en los ecosistemas terrestres debido al cambio en el clima. Uno de los factores que produce mayor incertidumbre se relaciona con las consecuencias que tendrán los cambios en el ciclo global del nitrógeno, cuyas interacciones con el ciclo de carbono apenas se han considerado de forma parcial en los modelos. Las evidencias experimentales indican que el incremento en la deposición atmosfé-



rica de nitrógeno ha incrementado la capacidad de carbono por parte de la biósfera terrestre, lo cual contribuiría a desacelerar el calentamiento global (véase el artículo de Nitrógeno de S. Pajares en este número).

Falta aún un mayor esfuerzo de investigación respecto al acoplamiento del ciclo del carbono con el ciclo de nitrógeno, pero también con el del fósforo (véase artículo de Fósforo de Tapia-Torres y García-Oliva), y respecto a la vulnerabilidad del acoplamiento de los ciclos de estos tres bioelementos ante el cambio climático. Así, resulta una prioridad urgente realizar investigación en los ecosistemas que participan de forma desproporcionada en la dinámica global de los tres bioelementos (carbono, nitrógeno y fósforo), como son los bosques tropicales.

Nuestras investigaciones en el trópico seco han contribuido a determinar que hay retroalimentaciones positivas entre factores de control de estos ciclos. Por ejemplo, ante escenarios de incremento de sequía, la reducción en la captura de carbono por parte de la vegetación es menor, en términos relativos, que la reducción en su mineralización durante la descomposición. Resultado: se incrementa el secuestro de carbono en el ecosistema, como consecuencia de un mayor almacenamiento en el suelo. Pero también hemos encontrado "sorpresas" en estos mismos ecosistemas, ya que cambia el estado de los ecosistemas forestales secos cuando aumenta la sequía, aumentado la probabilidad de fenómenos episódicos que liberan carbono a la atmósfera, como los incendios naturales.

En pocas palabras

El ciclo del carbono es un elemento protagónico en el Antropoceno, y este último constituye una narrativa que ha tenido mayor aceptación entre la comunidad científica que otras, entre ellas la hipótesis de *Gaia*, un hijo (bastardo) entre las ciencias del clima y el paganismo antiguo.

La parálisis política para controlar las emisiones de carbono que hemos observado en varios gobiernos del mundo —parálisis que esperamos con ilusión se revierta luego de la reunión de Paris de diciembre de 2015—, refleja una posición respecto a la "inocencia" del carbono, alimentada por la falta de un debate racional que apele a la libertad científica, lo que al final contamina no sólo la atmósfera sino también la esfera pública. Si bien en algunos casos, el escepticismo es nutrido por tendenciosos "estudios científicos" financiados por actores que se verían perjudicados si el mundo se decide a cambiar la manera como produce y consume energía, esta inacción ante una crisis cada vez más obvia no se debe, en esencia, a las manipulaciones de empresas y países que buscan proteger sus intereses a expensas del bien de todos; se debe a la naturaleza humana. Nos cuesta mucho alterar hábitos y costumbres. Mientras, la temperatura de nuestro planeta sigue subiendo lentamente, como lo demuestran los registros de temperatura del 2015, cuando la temperatura media en la superficie terrestre y oceánica del planeta fue 0.9 ºC mayor que la media registrada en el siglo XX (13.9 ºC) y es la mayor desde 1880, año desde el que se tienen registros climáticos. Sabemos que no hay nada más eficaz para modificar hábitos y estilos de vida poco sanos que p.e., un infarto que no nos mata. ¿Será que necesitamos un gran susto colectivo para cambiar la forma en la que nos relacionamos con nuestro planeta en términos de producción y consumo?

Julio Campo. Es investigador titular en el Instituto de Ecología, UNAM. Se especializa en la participación de la vida en la transferencia de los elementos químicos en el planeta. Sus áreas de investigación son la ecología del cambio global y la restauración de ecosistemas terrestres.

Para saber más

- Bejarano-Castillo M., Campo J. y L.L., Roa-Fuentes. 2015. Effects of increased nitrogen availability on C and N cycles in tropical forests: A meta-analysis. *PLoS ONE*, 10: e0144253.
- Campo J. y A., Merino. 2016. Variations in soil carbon sequestration and their determinants along a precipitation gradient in seasonally dry tropical forests. *Global Change Biology*, 22:1942-1956.
- Williams M., Zalasiewicz J., Waters C.N., Edgeworth M., Bennett C., Barnosky A.D., Ellis E.C., Ellis M.A., Cearreta A., Haff P.K., Ivar do Sul J.A., Leinfelder R., McNeill J.R., Odada E., Oreskes N., Revkin A., Richter D.B., Steffen W., Summerhayes C., Syvitski J.P., Vidas D., Wagreich M., Wing S.L., Wolfe A.P. y A., Zhisheng. 2016. The Anthropocene: a conspicuous stratigraphical signal of anthropogenic changes in production and consumption across the biosphere. *Earth's Future,* 4: doi:10.1002/2015EF000339



Artículo

La cascada del nitrógeno ocasionada por actividades humanas

Silvia Pajares Moreno

De ciclo a cascada del nitrógeno

El nitrógeno (N) forma parte de los elementos imprescindibles para la vida por estar presente en todas las proteínas y en los ácidos nucleicos (ADN y ARN). A pesar de que es uno de los elementos más abundantes en la atmósfera y la biosfera, es el que menos pueden usar los seres vivos. La razón de esta contradicción se debe a que 99% del N en la Tierra se encuentra en forma de nitrógeno molecular (N_2), y este gas es el más abundante de nuestra atmósfera, formando el 78% del total. El nitrógeno molecular tiene dos átomos de nitrógeno unidos por un triple enlace (como se muestra en la Figura 1), y se necesita una enorme energía para romperlo. Cuando el N_2 se rompe, se forman los tipos activos de nitrógeno que los seres vivos pueden usar, como son las formas inorgánicas: amonio (NH_4+), nitrato (NO_3-), óxidos de nitrógeno, entre otros; y orgánicas: urea, aminas, ácidos nucleicos y proteínas.

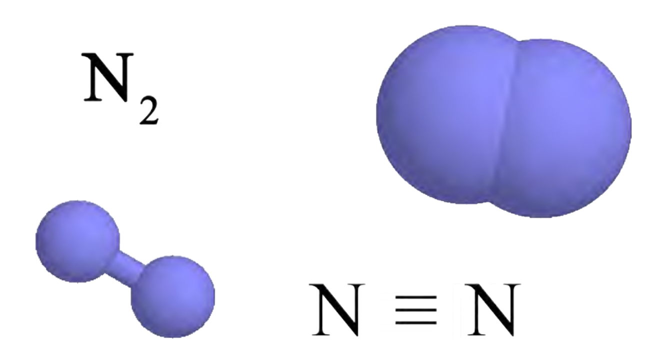


Figura 1. Nitrógeno molecular. Fuente: http://elianamaytorena.blogspot.mx/2009/03/gases-de-invernadero-y-su-incidencia-en.html.

Las moléculas del nitrógeno se mueven por procesos biológicos y no biológicos (o abióticos) de manera cíclica en la Tierra, y a esto se le llama ciclo biogeoquímico del nitrógeno. Este ciclo comprende cinco procesos principales: 1. fijación, 2. asimilación, 3. amonificación, 4. nitrificación y 5. desnitrificación, como se ilustra en la Figura 2.

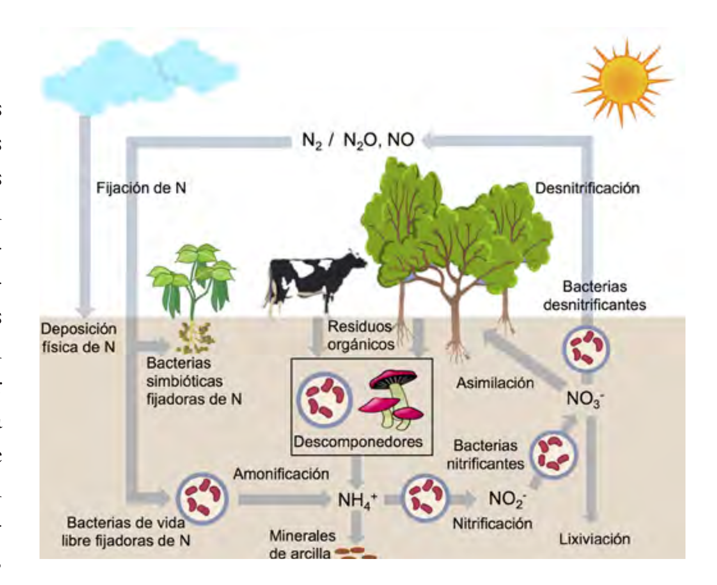


Figura 2. Principales procesos del nitrógeno (N) a través de componentes biológicos y abióticos en el sistema terrestre. Adaptado de Wikipedia: https://es.wikipedia.org/wiki/Ciclo_del_nitr%C3%B3geno.

La **fijación** del nitrógeno se produce fundamentalmente gracias a bacterias especializadas, como las del género *Rhizobium* que forman nódulos en las raíces de plantas como el frijol y otras leguminosas. Las bacterias *Rhizobium* son capaces de transformar el N_2 atmosférico en NH_4+, que es la forma como los organismos lo pueden incorporar a sus proteínas mediante la **asimilación**. Por ejemplo, en este proceso las plantas absorben el NO_3- del suelo y lo reducen a NH_4+, que es transferido a las moléculas de carbono para producir aminoácidos y otras moléculas orgánicas nitrogenadas que las plantas necesitan para crecer. Las bacterias heterótrofas y los hongos son los responsables de la **amonificación**, proceso por el cual el nitrógeno de los organismos muertos o de residuos orgánicos se transforma también en NH_4+, volviendo a estar disponible para las plantas y microorganismos. En presencia de oxígeno, un pequeño grupo de microorganismos autótrofos pueden convertir parte de este NH_4+ en NO_3- mediante el proceso de **nitrificación**.



El NO_3-, tiene una carga negativa, por lo que no se adhiere a las partículas del suelo que también tienen carga negativa, y es por esta razón que se lava con facilidad (proceso conocido como lixiviación). Cuando ocurre la lixiviación se pierde fertilidad en el suelo y además las aguas superficiales y subterráneas se enriquecen con NO_3-, provocando problemas de eutrofización acuática y de salud en el hombre. En condiciones anaerobias, es decir cuando no hay oxígeno en el ambiente, un grupo diverso de microorganismos son capaces de respirar el NO_3- y transformarlo hasta N_2 mediante una serie de etapas secuenciales, en las cuales el nitrito (NO_2-), el óxido nítrico (NO), que forma parte del esmog, y el óxido nitroso (N_2O), un potente gas de efecto invernadero aparecen como productos intermedios. Todo este proceso se conoce como **desnitrificación** y se resume en estos pasos: NO_3- → NO_2- → NO → N_2O → N_2.

Glosario de compuestos químicos
Amonio (NH_4^+)
Dioxido de carbono (CO_2)
Dioxido de nitrógeno (NO_2)
Nitrato (NO_3^-)
Nitrito (NO_2^-)
Nitrógeno (N_2)
Óxido Nítrico (NO)
Óxido nitroso (N_2O)
Ozono (O_3)

Antes de la revolución industrial, el nitrógeno reactivo se originaba a partir del N_2 por dos procesos: relámpagos y fijación biológica del nitrógeno. El nitrógeno reactivo no se acumulaba en el ambiente, porque existía un equilibrio entre el nitrógeno que fijaban los organismos biológicamente y la *desnitrificación*. Sin embargo, en las últimas décadas el nitrógeno reactivo se está acumulando en la naturaleza como consecuencia de las actividades humanas: incremento de los cultivos de leguminosas (los principales son el frijol y la soya), el uso de combustibles fósiles y sobre todo, para producir fertilizantes inorgánicos mediante el proceso desarrollado por los investigadores Haber y Bosch, como se ve en la Figura 3. Fritz Haber recibió el premio Nobel de Química en 1918 por desarrollar la síntesis catalítica del amoniaco a partir del dihidrógeno y el dinitrógeno atmosférico en condiciones de alta temperatura y presión. El método Haber-Bosch, como se le conoce, solucionó los problemas de la agricultura a escala mundial porque fue posible producir fertilizantes de manera industrial, sin necesidad de depender de desechos orgánicos como el estiércol. Al principio fue una historia de enorme éxito, ya que gracias a los fertilizantes inorgánicos la producción mundial de alimentos se disparó. Esta es una de las razones por las que la población humana ha crecido tanto re-

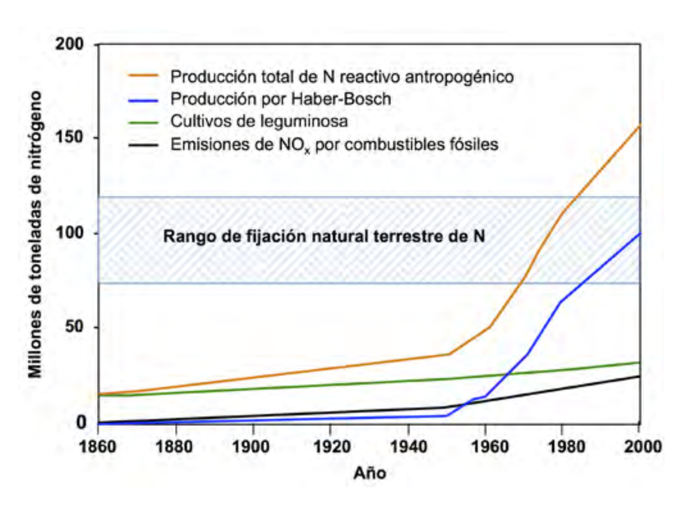


Figura 3. Tendencias históricas del nitrógeno reactivo formado por la actividad humana. También se muestra el rango de fijación de nitrógeno (alrededor de 100 millones de toneladas por año) que se produce en los ecosistemas terrestres naturales, principalmente por bacterias en asociaciones simbióticas con las plantas. Adaptado de United Nations Environment Programme (2007).

cientemente, multiplicándose por seis en tan sólo 100 años. Sin embargo, para mantener este ritmo acelerado de crecimiento, también fue necesario aumentar la producción de fertilizantes y el uso de combustibles fósiles, y es así como comenzaron los problemas que aquejan hoy a nuestro planeta: sobrepoblación, calentamiento global, pérdida de biodiversidad, contaminación y cascada de nitrógeno, entre otros.

De hecho, de todos los fertilizantes que se aplican a un cultivo, las plantas sólo absorben cerca de la mitad. El resto de los fertilizantes se lava con el riego y termina en los mantos acuíferos, donde ocasiona problemas en los ecosistemas, tiene efectos nocivos para la salud, y se volatiliza a la atmósfera en forma de gases reactivos que contribuyen con el calentamiento global y la contaminación del aire. Conforme estos compuestos nitrogenados avanzan a través de los ecosistemas, desencadenan lo que se conoce como *cascada del nitrógeno*, que se muestra en la Figura 4.

Actualmente la aplicación de fertilizantes químicos ha duplicado la cantidad de nitrógeno reactivo que circula por el planeta, provocando que el ciclo del nitrógeno esté alterado en más del 80%, mientras que el del carbono lo está en menos del 10%. Por ello, el nitrógeno antropogénico es probablemente una amenaza medioambiental mayor que el carbono debido a las actividades humanas y de la que se habla muy poco.

El ciclo alterado del nitrógeno, un serio problema ambiental

Las actividades agrícolas liberan, por una parte, amoniaco (NH_3), óxido nitroso y óxido nítrico (N_2O y NO, respectivamente) que se van a la atmósfera y, por otra, nitratos (NO_3-) que llegan a los acuíferos. De la combustión de carburantes fósiles se desprende NO y dióxido de nitrógeno (NO_2), compuestos que se conocen genéricamente como NOx. La intensificación de las actividades agrícolas y la combustión de carburantes fósiles aumentan la



cantidad de formas reactivas de nitrógeno en el ambiente. Estos compuestos, antes de depositarse en un sumidero final en forma de N_2 o quedar inmovilizados en suelos o sedimentos, tienen una serie de efectos en cascada para la salud humana y los ecosistemas, como se ilustran en las Figuras 4 y 5, entre los que destacan:

- El NO y el NO_2 reaccionan con compuestos volátiles orgánicos, produciendo un aumento de la concentración del ozono (O_3) troposférico que repercute en la vegetación y la salud humana e intensifica el efecto invernadero.
- El NH_3 reacciona con ácidos presentes en la atmósfera, entre ellos el ácido nítrico (HNO_3) resultante de las emisiones de NOx, lo que produce un aerosol fino que se desplaza largas distancias, depositando nitrógeno reactivo a muchos kilómetros de su fuente de origen. Estos aerosoles al ser respirados pueden provocar enfermedades coronarias y respiratorias.
- La deposición de nitrógeno oxidado (NOy) y nitrógeno reducido (NHx) produce eutrofización de ecosistemas acuáticos. La eutrofización provoca floraciones de algas y plantas acuáticas, lo cual reduce el oxígeno (hipoxia) disponible en el agua, ocasionando la muerte de peces y otros organismos, con la consiguiente disminución de la biodiversidad del ecosistema. Estos compuestos también pueden acidificar el suelo, produciendo cambios en la composición de especies y la calidad del agua.
- La lixiviación del nitrógeno agrícola causa el aumento de NO_3^- en aguas subterráneas y superficiales, con riesgos para la salud humana porque el agua que se considera potable queda contaminada. También provoca cambios en los sistemas acuáticos.
- El óxido nitroso (N_2O), también conocido como gas de la risa, es uno de los gases causantes del efecto invernadero y contribuye en cerca del 12% del potencial de calentamiento global de origen antropogénico. Además, también interviene en la química atmosférica dando lugar a la destrucción de la capa de ozono (O_3) estratosférica.



Figura 5. Consecuencias de las formas inorgánicas del nitrógeno reactivo en el ambiente. Elaboración propia.

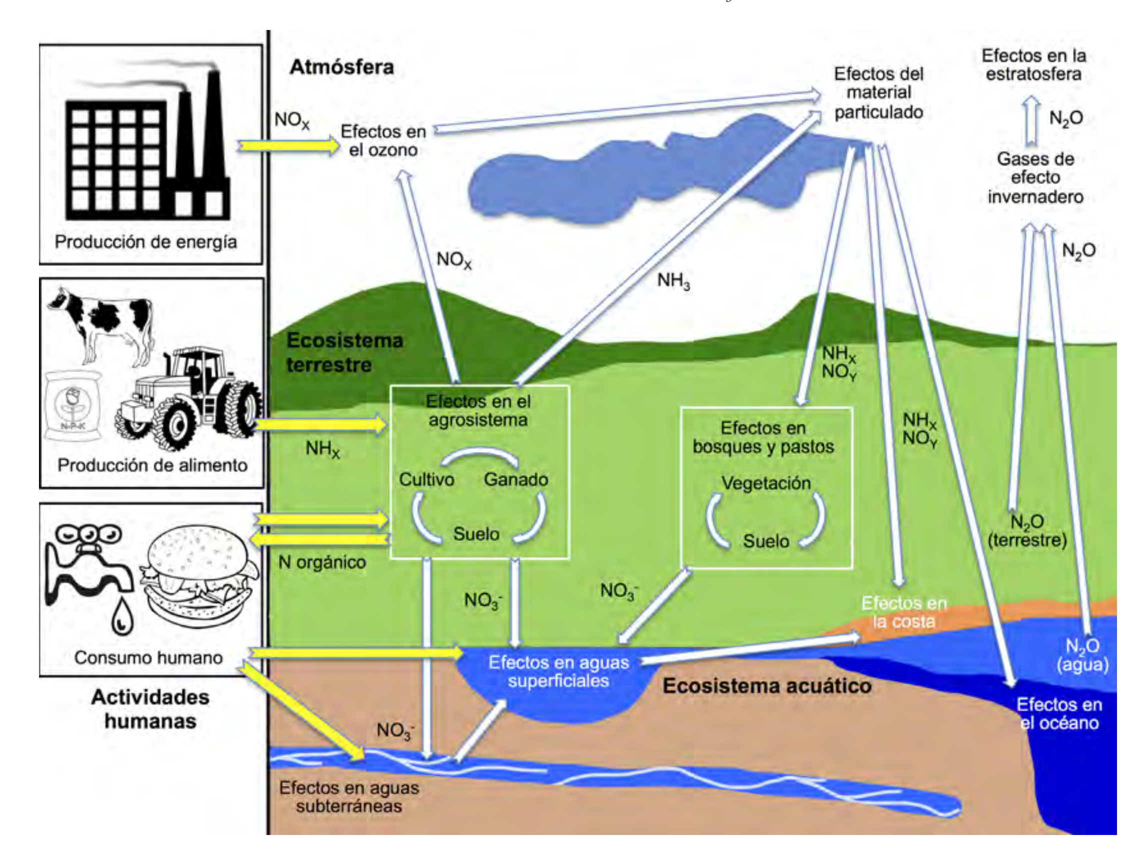


Figura 4. La cascada del nitrógeno en el ambiente. Muestra los efectos secuenciales que un sólo átomo de N puede tener en los compartimentos terrestres, atmosféricos y acuáticos después de transformarse de N_2 no reactivo a una forma reactiva (flechas amarillas). Adaptado de United Nations Environment Programme (2007).



Soluciones futuras a los efectos en cascada que provoca el exceso de nitrógeno en el ambiente

Existe poca conciencia pública sobre la importancia del exceso de nitrógeno reactivo y la amenaza que supone para el medio ambiente y la salud humana. La complejidad de las interacciones entre diferentes contaminantes nitrogenados y sus múltiples efectos es uno de los principales obstáculos cuando se intenta sensibilizar a la sociedad. Sin embargo, a pesar de la falta de concienciación a este gravísimo problema, existen diversos tipos de propuestas para ponerle solución.

Además, como el ciclo del nitrógeno está acoplado al del carbono, muchas de las soluciones a los efectos de la cascada del nitrógeno ayudarán a mitigar también el acelerado crecimiento del dióxido de carbono (CO_2), principal causante del cambio climático que estamos viviendo.

Desde la parte agrícola, se propone mejorar el rendimiento de los cultivos e incrementar la eficiencia en el uso de nitrógeno con algunas medidas, como son evitar la fertilización excesiva, limitar los riegos tras la fertilización, usar fertilizantes de liberación lenta, abonos verdes o estiércol e implementar la rotación de cultivos. Adicionalmente, se ha propuesto tratar de cambiar la política alimentaria a nivel mundial, fomentando el consumo de menos carne y la producción local de alimentos para reducir la necesidad de fertilizantes en grandes zonas agrícolas.

También se necesitan mejorar los sistemas de depuración de aguas. Existen algunas propuestas ingeniosas y sencillas, como la de colocar redes que atrapen el nitrógeno mediante una tela de alambre cubierta por algas que se coloca en zonas acuáticas con altas concentraciones de nitrógeno. Las algas capturan el nitrógeno y lo usan para crecer, disminuyendo la cantidad de nitrógeno en el agua. Posteriormente, parte de estas algas se pueden dar como alimento al ganado, repitiéndose de nuevo el proceso.

Por supuesto, otra solución necesaria es la de reducir emisiones de combustibles fósiles. Esto se podría conseguir sustituyéndolos por fuentes de energías renovables o limpias (como la solar o la eólica), disminuyendo el consumo eléctrico, fomentando el uso del transporte público, la bicicleta o de autos híbridos e instalando catalizadores en los autos.

Además, para encontrar soluciones acertadas ante este grave problema ambiental, económico y social se necesita de la colaboración de la comunidad científica. Por ejemplo, en el Laboratorio de Ecología Microbiana Molecular del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, tratamos de comprender cómo la disminución del oxígeno en el Pacífico mexicano y en lagos tropicales de México, debido al calentamiento global y la eutrofización del agua, afecta a las comunidades microbianas acuáticas que controlan el ciclo del nitrógeno y las consecuencias que tendrá en el funcionamiento de estos ecosistemas acuáticos.

México, al igual que el resto del mundo, tiene un gran reto en la lucha contra el cambio climático. Entre las estrategias a implementar, una de las prioridades es reducir el nitrógeno reactivo en el ambiente.

Actualmente nuestro país está instrumentando la Estrategia Nacional de Cambio Climático, además acaba de aceptar una serie de compromisos en la XXI Cumbre de Cambio Climático, celebrada recientemente a finales 2015 en París. Entre las acciones, México se ha comprometido a reducir las emisiones de gases de efecto invernadero en un 22 % para el 2030, incentivando el uso de energías renovables y la conservación de ecosistemas, como los bosques y humedales, que contribuyen a la reducción de los gases de efecto invernadero. Estas son sólo algunas de las medidas que se tienen que impulsar para luchar contra el cambio climático.

Silvia Pajares. Es investigadora asociada C del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Su línea de investigación buscar la relación entre las comunidades microbianas que controlan en ciclo del nitrógeno en sistemas acuáticos y el cambio climático global.

Para saber más

- Galloway, J.N., Aber, J.D., Erisman, J.W., Seitzinger, S.P., Howarth, R.W., Cowling, E.B.y B.J., Cosby. 2003. The nitrogen cascade. *BioScience*, 53:341-356.
- Galloway, J.N., Townsend, A.R., Erisman, J.W., Bekunda, M., Cai, Z., Freney, J.R., Martinelli, L.A., Seitzinger, S.P. y M.A., Sutton. 2008. Transformation of the nitrogen cycle: Recent trends, questions, and potential solutions. *Science*, 320:889-892.
- Fowler, D., Pyle, J.A., Raven, J.A. y M.A., Sutton. 2013. Discussion Meeting Issue 'The global nitrogen cycle in the twenty-first century'. *Philosophical Transactions of the Royal Society,* 368, issue 1621.
- United Nations Environment Programme. 2007. *Reactive nitrogen in the environment: Too much or too little of a good thing*. The Wood Hole Research Center, USA.



Artículo

La larga marcha del oxígeno en la Tierra: mortal para unos, indispensable para otros

Valeria Souza y Mariette Viladomat Jasso

El oxígeno es el tercer elemento más abundante en el universo, después del hidrógeno y el helio. Es generado principalmente en el interior de las estrellas más grandes, y se incorpora al medio interestelar cuando éstas finalmente explotan como supernovas. De esta manera, a través de la formación y evolución de generaciones sucesivas de estrellas masivas, el hidrógeno y el helio primigenio se van transformando en oxígeno y otros elementos pesados.

Sin embargo su forma biológicamente relevante, la diatómica (O_2), es rarísima en el universo, especialmente si lo comparamos con el hidrógeno diatómico (H_2): por cada molécula de O2 hay millones de H_2. Esta diferencia se debe a que la energía de enlace del oxígeno es muy alta y por ende, los átomos aislados de oxígeno en el universo se unirán a las partículas de polvo estelar antes que entre ellos. Los pocos casos en los que se han detectado concentraciones más elevadas de oxígeno molecular o diatómico, como en la Nebulosa de Orión, se deben probablemente a ondas de choque que han separado temporalmente el oxígeno del polvo estelar.

Así, a pesar de que el oxígeno es común en el universo, el oxígeno diatómico presente en los planetas que conocemos es en general muy raro. El planeta Tierra, sin embargo, es una excepción evidente. En la atmósfera terrestre, el O_2 constituye casi el 21% de su volumen total. Actualmente, el O_2 es innegablemente necesario para sostener gran parte de la vida terrestre. El oxígeno se encuentra en la atmósfera no sólo en su forma respirable (como O_2), sino también como ozono (O_3), que es importante para defender a los seres vivos de las radiaciones ultravioleta del sol.

La cantidad de oxígeno molecular es una característica muy importante para diferenciar a la Tierra de otros planetas en el universo, pero la importancia principal del oxígeno en la Tierra para los seres vivos y su origen no radica en su presencia como gas atmosférico, sino en que se incorporó al manto terrestre en forma de agua, y a su papel esencial en las biomoléculas.

Miles de millones de años antes de que la atmósfera tuviera altas concentraciones de oxígeno diatómico, ya existía vida



La molécula diatómica (O_2) es rarísima en el universo. La Nebulosa de Orión es uno de los pocos casos en los que se han detectado concentraciones más elevadas de esta molécula. Foto: NASA.

en la Tierra. Fue el agua el medio en donde sucedieron los primeros eventos metabólicos que originaron la vida como la conocemos. Antes de que la Tierra tuviera una atmósfera oxidante con ozono (O_3), no existía un filtro que protegiera al ADN de los seres vivos de ser desnaturalizado por la luz ultravioleta B. Por mucho tiempo evolutivo el único filtro era el agua, y sus profundidades eran el único lugar donde los seres vivos podían refugiarse.

La Tierra y el oxígeno

El oxígeno diatómico no podría haberse acumulado en la atmósfera por sí solo, debido a que el oxígeno, como elemento libre, es reactivo químicamente y tiende a combinarse rápidamente con



otros elementos. La única razón por la que lo encontramos en nuestra atmósfera, es debido a que se empezó a producir como desecho del metabolismo de las primeras bacterias que fueron capaces de disociar el agua, utilizando la energía obtenida del sol (fotosíntesis oxigénica) a través de pigmentos conocidos como clorofila. Este linaje bacteriano extraordinario se llama cianobacteria, y su metabolismo les permite transformar la energía lumínica del sol en energía química, así como transformar el carbono inorgánico (CO_2 atmosférico) en carbono orgánico (azúcares); son bacterias con pigmentos verde-azules que evolucionaron a partir de bacterias más antiguas, también fotosintéticas pero con pigmentos capaces de captar luz de menor energía, como el púrpura y el verde oscuro, ya que se originaron en mares más profundos donde incidía menos luz, y en una Tierra capaz de albergar este tipo de vida, con una atmósfera rica en CO_2, metano y gases derivados del azufre. La principal diferencia entre las cianobacterias y las bacterias fotosintéticas antiguas, es que las segundas nunca lograron romper la molécula del agua y generar, como residuo, el tan importante O_2 acumulado, burbuja por burbuja, en los océanos y en la atmósfera.

Las cianobacterias, hasta la fecha, siguen siendo las encargadas de suministrar cantidades importantes de oxígeno a la atmósfera. Por un lado, han sido integradas en todas las células de algas y demás plantas, de manera simbiótica, en forma de organelos conocidos como cloroplastos. Por otro lado, las cianobacterias de vida libre se encuentran en una gran diversidad de ambientes desde hace millones de años: en todos los cuerpos de agua y también formando parte de los líquenes en las costras microbianas que existen sobre rocas que se encuentran en lugares secos, en casi todos los suelos desérticos y, de manera muy especial, en los tapetes microbianos y los estromatolitos (que son, literalmente, roca acomodada en capas, conocidos también como comunidades ancestrales) (véase artículo de M.E. Farías este número). Todavía se pueden encontrar tapetes microbianos y estromatolitos vivos en ambientes extremos como en Cuatro Ciénegas, pero su mayoría existen en forma fósil y éstos han sido la evidencia más antigua de vida en la Tierra.



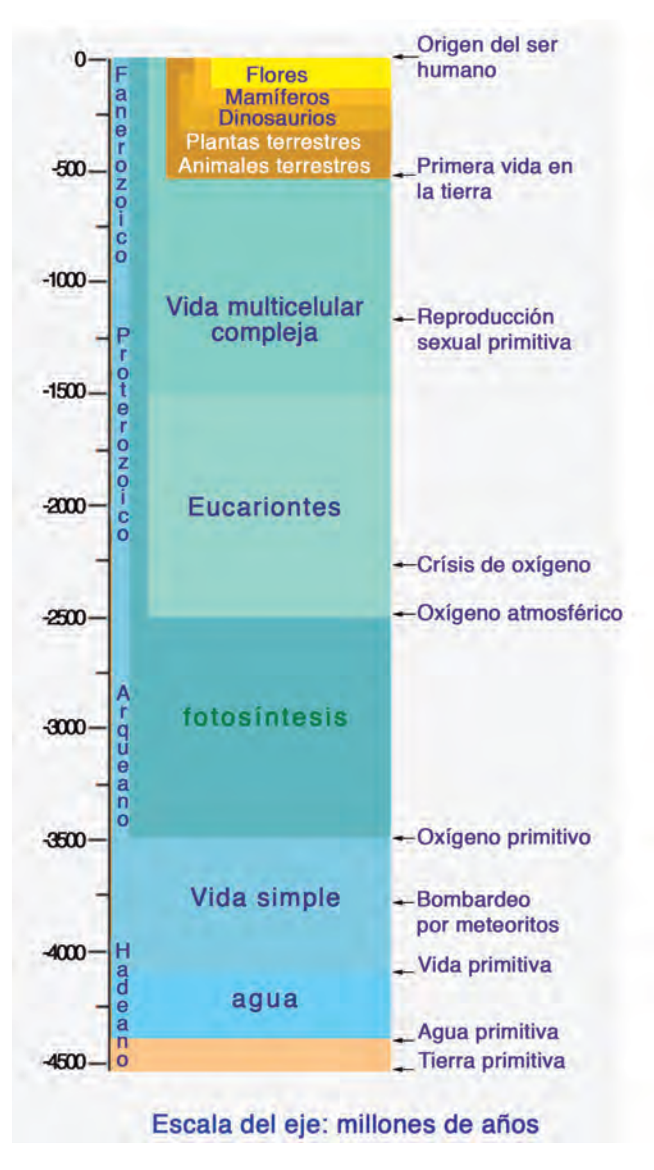
Cuatrociénegas, Coahuila, México, es un ambiente extremo en el que todavía hay tapetes microbianos y estromatolitos vivos. Foto: L. Eguiarte.

El gran evento de la oxidación

Si en la escuela nos dejaran como tarea pensar en la importancia de la fotosíntesis, usualmente diríamos que es el único proceso de almacenaje de energía solar ecológicamente significativo en la Tierra, y que es generadora de nuestros alimentos y muchos recursos energéticos. Además, podríamos decir que es parte de los ciclos biogeoquímicos y que los organismos que la realizan son la base de las cadenas tróficas. Sin embargo, el verdadero impacto de la fotosíntesis en realidad ocurrió hace al menos 3.6 mil millones de años, tras la evolución de las bacterias fotótrofas antiguas a las primeras cianobacterias. Esto lo podemos saber ya que en el registro fósil existen evidencias de los primeros estromatolitos, en los que fue posible encontrar microfósiles similares a las cianobacterias actuales al observarlos con un microscopio. Estas cianobacterias ancestrales, durante miles de millones de años estuvieron constantemente suministrando O_2 al ambiente, dando inicio a una revolución atmosférica conocida como el *Gran Evento de Oxidación*, evento que dejó su rastro sobre todo en las rocas continentales del Precámbrico (iniciando hace 2.2 mil millones de años), y más recientemente en los sedimentos marinos a finales del Precámbrico y su transición con el Cámbrico (hace 800-500 millones de años). El rastro consiste en la oxidación de diferentes metales, permitiéndonos saber de dónde proviene la roca oxidada debido a que algunos minerales son exclusivos de las placas continentales y otros son típicos del mar. Antes se pensaba que el óxido de hierro (el cual forma unas bandas rojas en las rocas) era la mejor evidencia de este gran evento de oxidación; sin embargo, recientemente se demostró que el hierro se pone rojo también al ser expuesto a la luz UV, por lo que ya no se usa como prueba (véase artículo de Zapata-Peñasco). Todos los minerales oxidados nos indican que el Gran Evento de Oxidación fue en realidad un proceso lento que tomó varios miles de millones de años en concluirse, durante el cual las moléculas de oxígeno poco a poco se permearon del océano a la atmósfera, subiendo en forma de gas y transformando el aire. Pero el mar —que entonces era anaranjado— no pudo acumular el oxígeno de la misma manera, ya que contenía una gran cantidad de compuestos azufrados que reaccionaban con el oxígeno, impidiendo así su liberación.

Sin embargo, el mar se puso azul cuando la cantidad de oxígeno libre dentro de él cambió. Esto ocurrió, probablemente, al final de una serie de posteriores eventos consecutivos de congelación y descongelación a nivel planetario, detonados por el rompimiento del primer súper continente llamado Rodintia. Los geólogos y otros científicos sugieren que el hielo de los glaciares tuvo un papel interesante en el proceso, ya que erosiona-





Entre el Precámbrico y el Cámbrico, en el Edicardiano, la mayor presencia de oxígeno diatómico propició la colonización microbiana de la superficie continental. La oxigenación eventualmente llegó a su estado actual poco tiempo después, en el Cámbrico. Imagen modificada de Wikipedia.

ron rocas ricas en apatita (fosfatos) y además fueron aportando agua limpia, rica en oxígeno y con energía suficiente, aprovechable para las nacientes algas dentro de los estromatolitos.

En la frontera entre el Precámbrico y el Cámbrico destaca el periodo Edicardiano, hace 543 millones de años. La Tierra ya era azul, y el oxígeno diatómico, junto con el ozono, propiciaron la colonización microbiana de la superficie continental, dando paso a la evolución de los organismos pluricelulares: plantas, animales y hongos, y eventualmente, a la vida como hoy la conocemos. En este periodo evolucionaron animales increíbles, totalmente diferentes de los actuales, que se han preservado en los sedimentos del Esquisto de Burgess, en Canadá, así como en otros yacimientos análogos en China y Namibia. Los minerales que rodean a estos fósiles indican un estado intermedio de oxigenación del mar.

La oxigenación eventualmente llegó a su estado actual poco tiempo después, en el Cámbrico.

La Tierra antes del gran evento de oxidación

El camino hacia nuestro planeta azul fue largo y complicado. Antes de tener la biodiversidad de nuestros días, existieron una serie de metabolismos primitivos que se mantenían productivos en ausencia de oxígeno. Debemos recordar que las características físico-químicas por las cuales el oxígeno es tan importante para nosotros ahora en día, son las mismas que causaron que muchas de estas bacterias adaptadas a la ausencia de oxígeno dejaran de predominar, y así se perdieron metabolismos inimaginables.

Tal vez este camino hacia un planeta azul fue trazado desde el primer evento de fotosíntesis anoxigénica (esto es, que no produce oxígeno, y por lo tanto radicalmente diferente de la fotosíntesis actual de las cianobacterias). Este tipo de fotosíntesis ocurría (y continúa ocurriendo) en las bacterias que ya hemos mencionado, las púrpuras y verdes del azufre. Sin lugar a duda la fotosíntesis anoxigénica primitiva usaba la luz del sol para obtener energía química. Estas bacterias acoplaban en su membrana el cambio cuántico de los electrones de sus pigmentos, llamados colectivamente *bacterioclorofilas*. Los pigmentos eran estimulados por la luz, y esta energía lumínica también era utilizada para construir moléculas orgánicas a partir del CO_2 de la atmósfera. La comparación entre los diferentes fotosistemas (anoxigénico, y el que produce oxígeno al romper el agua) indica que en algún momento ocurrió la unión de dos de estos fotosistemas primitivos en una sola bacteria que toleraba el oxígeno (todas las demás se intoxicaban con él), lo que dio lugar, en una sola afortunada ocasión, a la fotosíntesis oxigénica.

Esta bacteria no sólo sobrevivió, sino que se acopló a los metabolismos de la comunidad en la que se encontraba, de forma que se armaron por completo los ciclos biogeoquímicos que constituyen el actual “reloj de la vida”. Así, los átomos que nos dan la vida se reutilizaron, reciclaron y transformaron en escalas muy pequeñas, dentro de los famosos estromatolitos. Con base en la evidencia que tenemos actualmente, pensamos que todo esto ocurrió una vez que las primeras cianobacterias se acoplaron en estos consorcios microbianos. El oxígeno que producían como producto accidental de sus metabolismos no envenenó al resto de su comunidad, porque reaccionaba con el azufre que se encuentra en las capas más profundas de estos tapetes microbianos, produciendo sulfatos que eran perfectamente aceptados por las comunidades que habían evolucionado en un mundo sin oxígeno (ver recuadro).

El primer metabolismo del que se tiene evidencia fósil tiene 4.1 mil millones de años. En ese entonces existió una bacteria conocida como metanógena, la cual utilizaba el CO_2 de la atmósfera y también el hidrógeno de las rocas para producir azúcares senci-



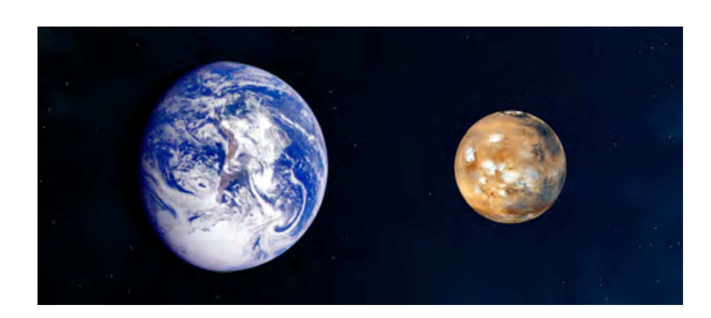
llos. Esta bacteria creció lentamente y dejó una marca isotópica de la vida (ver recuadro en línea) que consiste en un pedacito de grafito que se quedó encerrado dentro de un diamante de zirconio de Sudáfrica.

No fue hasta mil millones de años después de este primer metabolismo en el planeta (esto es, hace 3 mil millones de años) que el oxígeno atmosférico comenzó a adquirir la importancia innegable que tiene hoy en día. Todos los organismos grandes requerimos respirarlo, porque la cadena respiratoria es la manera más eficiente de obtener energía a partir de una molécula de glucosa. Esto se debe a que funcionamos como una batería, y los electrones que van y vienen de un lado a otro de las membranas internas de las mitocondrias durante todo el proceso de glucólisis, Ciclo de Krebs y cadena respiratoria, van generando ATP (la molécula de energía química universal) hasta ser recibidos por el aceptor más eficiente de electrones que existe, el oxígeno.

¿Una Tierra que jamás tuvo oxígeno?

¿Cómo sería la vida sin una atmósfera oxidante? Esta es una pregunta que probablemente nunca podamos contestar definitivamente. Sin embargo, podemos ver que otros planetas no tuvieron la misma historia que la Tierra. Los modelos de evolución química de las galaxias predicen cuánto oxígeno se puede observar en distintas regiones galácticas en cualquier momento de su evolución estelar. Teniendo en cuenta la composición atmosférica inicial, es posible determinar (comparando el comportamiente de sus temperaturas a lo largo del tiempo de los planetas vecinos a la Tierra), que la temperatura sólo se ha mantenido constante en nuestro planeta. Venus, por ejemplo, ha tenido un incremento constante de su temperatura por un efecto invernadero drástico (por las grandes cantidades de CO_2 en su atmósfera), lo cual lo ha llevado a los 477 °C. Marte, por el contrario, ha llegado a una temperatura muy baja, en promedio unos -53°C.

En cambio sólo la Tierra ha conservado su estabilidad térmica gracias a la dinámica de sus componentes atmosféricos, a pesar de que también inició con un alto porcentaje de CO_2, similar al de los otros planetas.



La Tierra ha conservado su estabilidad térmica gracias a la dinámica de sus componentes atmosféricos, a pesar de que también inició con un alto porcentaje de CO_2, similar al de planetas como Marte.

Si no existieran los ciclos biogeoquímicos (detallados en otros artículos de este número de *Oikos=*) y las cadenas tróficas de los organismos que habitan la Tierra, nuestra historia habría sido similar a la de Venus o Marte. Estos ciclos y cadenas de vida han mantenido un equilibrio a manera de constantes transformaciones y cambios. Sin una atmósfera oxidante, los ciclos biogeoquímicos y cadenas de vida podrían nunca haberse originado.

Es aquí en donde hay que reflexionar sobre el papel de los humanos en la conservación del balance en nuestro planeta, y darnos cuenta que somos el único organismo que no está siguiendo el balance de sustentabilidad y equilibrio por el cual la atmósfera se ha mantenido constante por tantos años. El efecto invernadero que día con día empeoramos puede también revertirse si se toman medidas drásticas en este momento. Y tal vez, si sobrevivimos, logremos algún día descifrar finalmente los enigmas y detalles finos de la dinámica del oxígeno y del mecanismo de la fotosíntesis en la historia de la vida en nuestro planeta.

Valeria Souza. Es investigadora del Laboratorio de Evolución Molecular y Experimental del Departamento de Ecología Evolutiva. Estudia la ecología evolutiva de los microorganismos. Su trabajo ha sido reconocido con diversos premios nacionales.

Mariette Viladomat Jasso. Actualmente esta haciendo el Doctorado en el Laboratorio de Evolución Molecular y Experimental del Instituto de Ecología, UNAM. Sus intereses son la divulgación científica, la ilustración y la investigación. En sus ratos libres disfruta hacer dibujos de aves y tiene un especial cariño por los pingüinos y las guacamayas.

Para saber más

- Fox, D. 2016. What sparked the Cambrian explosion? *Nature*, 530:268-270.
- Holland, H.D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of The Royal Society*, 361:903-915.
- Ort, R.Dd, *et al.*, (2015). Redesigning photosynthesis to sustainably meet global food and bioenergy demand. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 112: 8529-8536. Doi: 10.1073/pnas.1424031112
- Zahumenszky, C. 2015. Descubren por qué hay tan poco oxígeno respirable en el espacio. Blog Gizmodo en español.



Artículo

Fósforo: la nueva arista de la crisis global ambiental

Yunuen Tapia-Torres y Felipe García-Oliva

El fósforo (P) es un elemento químico indispensable para la vida por muchas razones. La principal función es la formación de biomoléculas claves que necesitamos todos los organismos que habitamos la Tierra. Pero también el fósforo se requiere en grandes cantidades para crecer rápidamente, y existen muchos otros ejemplos que resaltan su importancia: el P le permite a las células contar con energía mediante el adenosíntrifosfato (ATP), también es necesario para mantener un balance hídrico adecuado por acción de los fosfolípidos y por último, permite guardar y transmitir de generación a generación, la información genética en la molécula de ADN (ácido desoxirribonucleico). Es por ello que todos los organismos necesitamos adquirir P de nuestro entorno para poder realizar estas funciones básicas de la vida. Las plantas y los microorganismos tienen que tomar el P de la solución del suelo en su forma disponible (ortofosfato) y el resto de los organismos lo adquirimos por medio de nuestros alimentos, por lo que el P que usamos todos los organismos vivos es el tomado principalmente por las plantas.

A diferencia de otros elementos, el fósforo no se encuentra libre en la naturaleza, y dependemos de él para abastecer la producción agrícola mundial. Este elemento se obtiene de minerales y de desechos animales, particularmente del guano de aves. Por lo tanto es una limitante para la producción agrícola, y en los ecosistemas el suministro natural de este elemento tampoco es abundante. Es por esto que en la actualidad existe una gran demanda de P para producir fertilizantes fosfatados, que se utilizan tanto en la agricultura como en procesos industriales (Figura 1). Sin embargo, la disponibilidad futura del P está fuertemente comprometida a nivel mundial, porque las reservas de las minas de este elemento se han reducido alarmantemente.

Si se mantiene la extracción de fósforo con su tasa actual de unas 24 millones de toneladas por año ¡se tendrá que reducir drásticamente su explotación a partir del 2030! Aunado a este problema, las principales minas existentes en el mundo se encuentran en pocos países. Por ejemplo, el 80% de las reservas de fósforo se encuentran solamente en: Marruecos, China, Jordania y Sudáfrica.



Figura 1. Distribución global de las reservas de fosfato. Datos de USGS, 2009.

En el futuro cercano, una vez terminadas las reservas de fósforo, la única alternativa que nos quedará para que los seres vivos continúen abasteciéndose de este elemento, sería a través de su reciclaje natural, es decir el que esté disponible en los ecosistemas, ya que no existe a la fecha ningún método que permita fabricar fertilizantes fosfatados de manera artificial. Toda esta situación representa un gran reto para la sustentabilidad, sin embargo rara vez se menciona este asunto en los medios o en la literatura científica. Hay que tener muy claro que se requiere de una búsqueda urgente de soluciones, las cuales permitan que los seres vivos —especialmente los cultivos de los que depende la humanidad—, en el futuro puedan tener acceso al P, indispensable para sus funciones vitales.

El fósforo no está disponible fácilmente

El P es un elemento poco abundante en nuestro planeta. En la corteza terrestre sólo hay 0.13% de fósforo, mientras que los elementos más abundantes son el oxígeno (47%) y el sílice (28%). La principal fuente de P disponible en los ecosistemas proviene de la liberación de los minerales primarios del suelo, proceso conocido como intemperismo. Desafortunadamente, la contribución por intemperismo puede ser despreciable por-



que es un proceso muy lento, y la mayoría de los suelos del planeta tienen pocos minerales con P (Figura 2).

El P es liberado de los minerales primarios de las rocas o del suelo, y una vez que esto sucede, la forma disponible (y que los seres vivos pueden utilizar) en el suelo es el ortofosfato (HPO_4). El ortofosfato es sumamente reactivo, y llega a formar hasta 200 formas químicas inorgánicas estables. Por ejemplo, en suelos ácidos —los cuales contienen hierro y aluminio y son muy comunes en selvas tropicales— el P se precipita químicamente formando compuestos muy estables en el suelo, tales como los fosfatos de hierro y aluminio, que no pueden usar los seres vivos. En contaste, en los suelos alcalinos (con pH básico) se forman fosfatos con el calcio y el magnesio. A este proceso de formación de compuestos químicos estables se le conoce como *oclusión* y es muy común en la gran mayoría de los suelos. El fósforo que es capturado así, tampoco está en la forma que pueden emplear los organismos. Gran parte del P que entra por la fertilización de los campos de cultivo, también es atrapado por oclusión en este tipo de moléculas inorgánicas estables. Afortunadamente este proceso es reversible por medio de la solubilización (ver Figura 2), proceso que sólo ocurre si el pH del suelo se modifica dramáticamente. Esto puede ocurrir gracias a microorganismos conocidos como solubilizadores de P, que son capaces de producir diferentes tipos de ácidos (inorgánicos y orgánicos), los cuales alteran el pH del suelo y liberan el P de estas moléculas estables inorgánicas.

En la mayoría de los ecosistemas, el "presupuesto" del P depende de que sea reciclado de las diversas moléculas orgánicas que lo contienen. En el suelo existen principalmente dos grupos de moléculas orgánicas que contienen fósforo: los ésteres de fosfato y los fosfonatos (Figura 3). Los ésteres de fosfato son

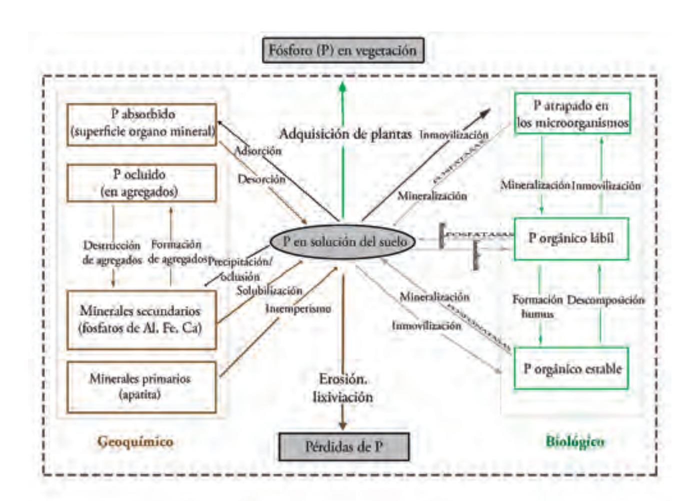


Figura 2. Esquema simplificado de la dinámica del fósforo (P) en el suelo. Del lado izquierdo se observa la parte geoquímica y del derecho la parte biológica. En los suelos donde existe poco P en la roca (parte geoquímica), el almacén orgánico es muy importante (parte biológica) y ahí los microorganismos adquieren mayor importancia para que el P esté disponible (P en la solución del suelo). Se explican los procesos (sobre las flechas) en el texto. Modificado de Paul y Clark 1989.

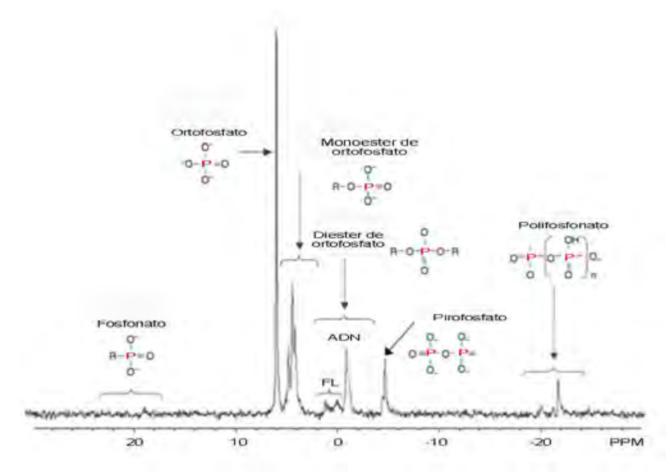


Figura 3. Imagen obtenida de espectrometría por resonancia magnética que muestra la variedad de formas químicas de fósforo (P) en una muestra de suelo. Se resaltan compuestos como los fosfolípidos (FL) y ácido desoxirribonucleíco (ADN). Modificado de Bünemann *et al.*, 2011.

moléculas en donde el P está unido directamente al oxígeno (R-O-P) y en los fosfonatos el P está unido directamente al carbono (C-P). Los fosfonatos son moléculas más estables, debido a que el C y el P están unidos directamente, por lo que se requiere de mayor energía para romper esta molécula.

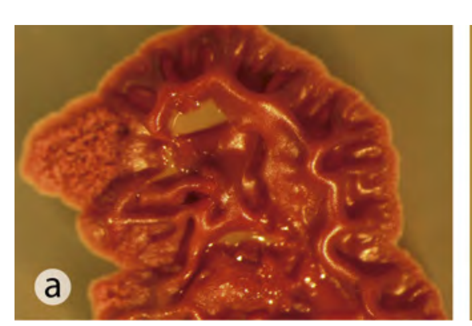
Ya que las plantas y los microorganismos solamente pueden adquirir el P como HPO_4, necesitan de enzimas para romper las moléculas orgánicas y así liberar al P en esta forma. Estas enzimas son secretadas al ambiente por plantas y organismos para que realicen su función —ya sea en el suelo o en un ambiente acuático—, y se conocen como *exoenzimas* o *ecoenzimas*; generalmente son específicas para cada tipo de molécula orgánica. En el caso de las moléculas orgánicas que contienen P, las enzimas que rompen los ésteres de fosfato y los fosfonatos se llaman fosfatasas y fosfonatasas, respectivamente. Las fosfatasas las pueden producir la gran mayoría de los microorganismos y plantas, mientras que las fosfonatasas solamente las pueden producir algunos grupos específicos de bacterias y hongos. Una vez que el fósforo se ha liberado de la molécula orgánica, cualquier microorganismo o planta lo puede adquirir, y si esto no ocurre, al ser tan reactivo, será ocluido nuevamente.

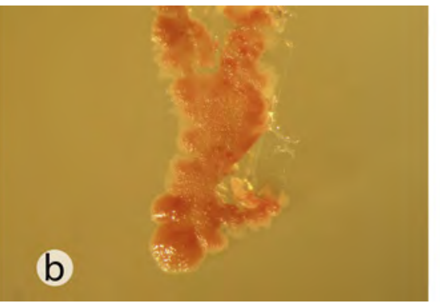
La alternativa para enfrenta a la crisis de fósforo

Una alternativa para enfrentar la crisis futura del fósforo, es reciclar el que se encuentra en el suelo. Como explicamos en el apartado anterior, una manera de reciclarlo es liberándolo, tanto de moléculas inorgánicas estables, como de moléculas orgánicas. Y para liberar al fósforo ¡los microorganismos son la clave!

No cualquier microorganismo tiene la capacidad de producir todas las ecoenzimas y ácidos solubilizadores que se requieren para liberar el P de moléculas orgánicas o inorgánicas que lo secuestran. Esta capacidad dependerá de los genes que los microbios tengan, lo cual les permitirá producir estos







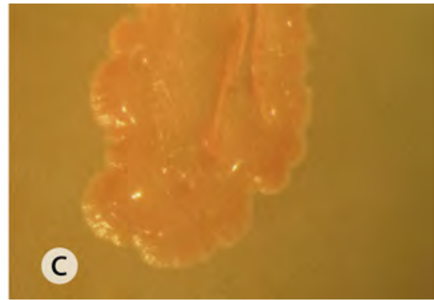


Figura 3. *Bacillus subtillis* creciendo en medio LPDM (siglas en inglés de Low phosphorus defined medium) con diferentes fuentes de fósforo: a) fosfato de potasio (ester de fosfato), b) 2-aminoetil fosfonato, c) glifosato (fosfonato).

compuestos, y también dependerá de las condiciones adecuadas para la liberación del P. Por ejemplo, cuando los microorganismos están limitados por energía o por otros nutrientes, no pueden sintetizar estas sustancias debido a que su metabolismo tiene un déficit energético, así pues, las condiciones no serán adecuadas.

Afortunadamente, durante la larga evolución de los microorganismos en la historia de este planeta, éstos han desarrollado diferentes genes que les permiten acceder al P, ya que siempre ha sido un elemento escaso. Esta diversidad de genes microbianos se puede convertir en una herramienta muy útil para enfrentar a la carencia de fósforo que podría enfrentar la agricultura en el futuro. Para ello, es necesario analizar la capacidad que tiene una comunidad microbiana dada para producir estas sustancias, lo que representaría su capacidad para liberar el P no disponible en el suelo. Así mismo es necesario identificar los genes que realizan estas funciones y cómo se expresan.

Con la selección de las especies microbianas que tengan las mejores capacidades, se podría implementar la producción de biofertilizantes que promuevan la liberación del P. Sin embargo, este tipo de investigación apenas se está empezando a desarrollar. Nuestro grupo de investigación recientemente ha comenzado a trabajar en estas ideas, y hemos encontrado procesos y bacterias muy promisorias en diferentes ambientes de México, uno de ellos está en Cuatrociénegas, Coahuila.

Es muy importante que la sociedad conozca el problema futuro del fósforo. También es importante que se inicie y se promueva la investigación en esta área, para contar con herramientas que nos permitan asegurar la disponibilidad y accesibilidad de P a largo plazo, que sean distintas a la fertilización. La disponibilidad del fósforo de manera sostenible es indispensable para mantener la seguridad alimentaria en nuestro planeta.

Yunuen Tapia-Torres. Estudió Ingeniería Bioquímica en el Tecnológico de Morelia y posteriormente la maestría y doctorado en Ciencias Biológicas en la UNAM. Realizó un posdoctorado en el CINVESTAV Irapuato y otro en el Instituto de Geofísica, UNAM. Actualmente es profesora-investigadora de la ENES-Morelia, UNAM. Sus principales líneas de investigación son la Ecología funcional del suelo y fósforo y seguridad alimentaria. Trabaja principalmente en zonas áridas.

Felipe García-Oliva. Estudió Geografía y doctorado en Ecología en la UNAM. Posteriormente realizó un posdoctorado en la Universidad Estatal de Colorado, EUA. Actualmente es investigador titular C del Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM, campus Morelia. Su principal línea de investigación es la biogeoquímica y trabaja tanto en ecosistemas forestales como en desiertos.

Para saber más

- Bünemann, E.K., A. Oberson y E. Frossard. 2011. *Phosphorus in action: Biological processes in soil phosphorus cycling*. Springer.
- García-Oliva, F. y Y. Tapia-Torres 2015. *El papel de los suelos en los ciclos globales de los nutrientes*. C+Tec 4: 30-35.
- Global Phosphorus Research Initiative
- Tapia-Torres, Y., y F. García-Oliva. 2013. La disponibilidad del fósforo es producto de la actividad de las bacterias del suelo en ecosistemas oligotróficos. *TERRA Latinoamericana*, 31:231-242.
- U.S. Geological Survey 2009. *Mineral Commodity Summaries.*



Artículo

Azufre: elemento incomprendido de la biogeoquímica planetaria

Valerie de Anda y Valeria Souza

Recapitulando: la formación de los átomos en el universo, la Tierra primitiva y los ciclos biogeoquímicos

Milisegundos después del *Big Bang*, el universo era una sopa caliente de plasma de partículas elementales que dieron lugar a toda la materia en el universo. Minutos después, ya se habían formado todos los neutrones y protones los cuales comenzaron a fusionarse entre sí, formando núcleos atómicos en un proceso conocido como nucleosíntesis del *Big Bang*. Trescientos mil (300,000) años después, el universo ya se había enfriado significativamente como para que los electrones se combinaran con los protones y neutrones formando los primeros átomos de helio e hidrógeno. Los gases de estos átomos, dieron lugar a nubes gigantes que al colapsar formaron las primeras estrellas y galaxias, generando en su interior los átomos esenciales para la vida en la Tierra: carbono, oxígeno, nitrógeno, azufre y fósforo (CHONP). Los primeros en formarse en el interior de las estrellas fueron el carbono y oxígeno, y los ciclos biogeoquímicos de estos dos elementos se conocen con detalle (ver en esta edición a Campo y a Souza y Viladomat-Jasso). Pero existen átomos más complejos, como el azufre, que se formaron posteriormente en las estrellas. La complejidad de los átomos se da al aumentar el número de electrones, ya que éstos les confieren la posibilidad de asociarse con otros elementos. Es decir, los electrones disponibles les confieren mayores posibilidades de asociarse con otros elementos, porque estos electrones son los responsables de la interacción entre los átomos: mientras más haya, aumentan los tipos de enlaces posibles que pueden formarse. Debido a esto, entender cómo se reciclan estos átomos "complejos" en nuestro planeta no ha sido algo trivial, ya que tienen la capacidad de interaccionar con una gran cantidad de átomos y elementos diferentes (ver glosario).

Los átomos que constituyen la vida, y que se formaron en las estrellas, se han reciclado en nuestro planeta y continúan haciéndolo por medio de diferentes procesos como son: 1. el movimiento del magma que proviene del centro de la Tierra 2. la tectónica de placas y 3. las reacciones que ocurren en la atmósfera debido al sol. Además, el reciclamiento de los átomos en la Tierra no sólo se ha dado por procesos abióticos, si no que fundamentalmente se ha llevado a cabo por los procesos metabólicos derivados de los organismos más pequeños: las bacterias y arqueas. Estos microorganismos procariontes, fueron las primeras formas de vida que aparecieron en la Tierra hace 3,800 millones de años, y con el paso del tiempo, evolucionaron hasta cambiar la química del planeta para siempre. Lo anterior dio lugar a los ciclos biogeoquímicos que son la razón fundamental de la existencia de la vida en el planeta Tierra, tal y como la conocemos hoy en día.

Las primeras formas de vida en la Tierra se basaron en compuestos de azufre

El planeta Tierra se formó hace aproximadamente 4,600 millones de años y por términos prácticos, la historia de la vida se divide en cuatro grandes eones: Hadeano, Archeano, Proterozoico y Fanerozoico (ver Figura 1). En el Hadeano (nombrado así por el Dios griego del inframundo Hades), la Tierra era excesivamente caliente, sin oxígeno, en donde una cantidad inimaginable de meteoritos hubiera destruido cualquier intento de vida, sin embargo, dichos impactos pudieron haber traído los compuestos esenciales para el inicio de la vida en la Tierra (moléculas orgánicas y posiblemente agua). La evidencia científica indica que la vida empezó al principio del eón Arqueano (3,800 millones de años), en un mar caliente sin oxígeno con abundante hierro. Las teorías más recientes indican que posiblemente la vida se originó en ambientes parecidos a las ventilas hidrotermales, las cuales son creadas a lo largo de las líneas de separación de las placas tectónicas en el fondo marino.

Existen principalmente dos tipos de ventilas hidrotermales, clasificadas por color del efluente: negro o blanco. Las ventilas o fumarolas negras, se encuentran cerca de los centros de expansión donde el magma calienta el agua de mar que se filtra a la corteza terrestre, emitiendo agua caliente (300-400°C), ácida (*pH* 2-3), rica en azufre reducido (H_2S 3-110 mm/kg), dióxi-



Glosario
Big Bang**:** Explosión cósmica de una muy pequeña cantidad de materia a grandes temperaturas que ocurrió hace 20 mil millones y que dio origen al universo.
Partículas elementales: Constituyentes más básicos de la materia que transmiten las interacciones fundamentales.
Partículas subatómicas: Partículas que constituyen los átomos, y que están formadas por algunas partículas elementales.
Protón: Partícula subatómica que se encuentra en el núcleo atómico y que tiene carga positiva. El número de protones en un átomo determina el elemento.
Neutrón: Partícula subatómica que se encuentra en el núcleo atómico; a diferencia del protón, no tiene carga eléctrica neta. El número de neutrones en un núcleo atómico determina el isótopo de ese elemento.
Electrón: partícula subatómica con carga negativa que se encuentra fuera del núcleo atómico.
Nucleosíntesis: Proceso por el cual protones y neutrones se fusionan para crear nuevos núcleos atómicos. Dependiendo el momento y el lugar donde se lleve a cabo, la nucleosíntesis se divide en 4: *i)* del *Big Bang* (primeros 3 minutos después de la formación del universo), *ii)* estelar (dentro de las estrellas donde se formaron los elementos esenciales para la vida, *iii)* explosiva (supernovas, donde se producen los elementos más pesados que el He) y *iv)* a espalación de rayos cósmicos (elementos ligeros).
Átomo: Partícula más pequeña en la que un elemento puede ser dividido. El átomo es un constituyente de la materia que está conformado por partículas subatómicas.
Elemento: Átomos que tienen el mismo número de protones en su núcleo (conocido como número atómico z) y que se encuentran en la tabla periódica.
Arqueas: Organismos unicelulares sin núcleo definido (procariontes) que difieren de las bacterias y eucariontes y que generalmente viven en ambientes extremos.

do de carbono (4-215 mm/kg), hidrógeno disuelto H_2 (0.1-50 mm/kg) y metales de transición, en especial hierro (Fe_2^+). El azufre y el hierro producido en estas ventilas hidrotermales, reacciona para formar sulfuro de hierro (FeS), el cual precipita en contacto con el agua oxigenada del mar, generando el color negro característico de la ventila hidrotermal (ver en esta edición Zapata-Peñasco). Dichas características de las ventilas hidrotermales en donde se combina una alta presión y gran cantidad de calor, favorece reacciones químicas que no son posibles bajo otras condiciones. El calor de las ventilas favorece que los metales de sulfuros se mantengan en solución, y el *pH* favorece que se disocien, por tanto, aumentan las concentraciones de sulfuro de hidrogeno (H_2S). Este mismo escenario parece haber sido el de la Tierra primitiva, en donde el H_2S y los sulfuros de metales reducidos, permanecían en solución en un mar sin oxígeno (anóxico) durante largo tiempo albergando las primeras formas de vida, cuyos metabolismos, en ausencia de oxígeno y en un ambiente hipercaliente, dependían del azufre para obtener energía.

En el árbol de la vida se encuentra evidencia de esta teoría, en donde los linajes más ancestrales son arqueas hipertermófilas que utilizan compuestos reducidos de azufre, así como hidrógeno molecular. Estos primeros organismos que respiraron azufre, fueron los predecesores de todos los metabolismos que surgieron posteriormente en la Tierra primitiva, como lo son la fotosíntesis anoxigénica llevada a cabo por bacterias púrpuras y por las verdes del azufre, así como la fotosíntesis oxigénica que por primera vez la llevaron a cabo las cianobacterias (Figura 1) que se describen con detalle en el artículo de Souza y Viladomat-Jasso de este número de *Oikos=*.

La sucesión de eventos en la historia de la vida en la Tierra y los tapetes microbianos

El dilucidar la historia de la vida en la Tierra primitiva no ha sido, ni es, tarea fácil. Para poder entender los eventos involucrados en la aparición de la vida en la Tierra y los consecuentes metabolismos anaerobios que respiraron azufre, hasta la fotosíntesis oxigénica, ha sido necesaria una gran cantidad de pruebas moleculares: fisicoquímicas, geoquímicas, fósiles, etcétera. Sin embargo, una evidencia muy clara de esta sucesión de eventos en la historia de la vida de la Tierra se encuentra en estructuras microbianas actuales que existen en muy pocos lugares en el mundo como Australia, Francia y México (Cuatro Ciénegas, Guerrero Negro y Puebla). Estas estructuras se conocen como microbialitos o tapetes microbianos (Figura 2).

El término microbialito se refiere a las estructuras órgano-sedimentarias que forman láminas arregladas de manera vertical que se desarrollan en interfases sólido/agua (Figura 2). Cuando

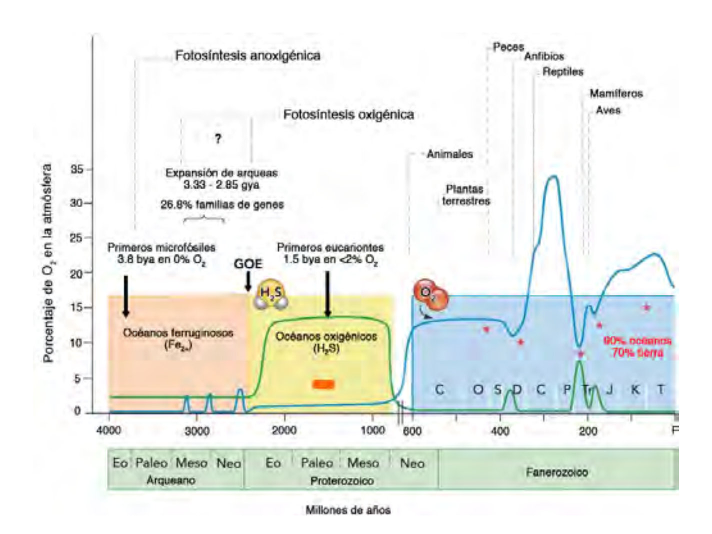


Figura 1. Línea del tiempo de la evolución relacionada a la atmósfera oxigénica (O_2, línea azul), y sulfuro de hidrógeno (H_2S, línea verde). Modificado de K.R. Olson y K.D. Straub (2016).



precipitan minerales como los silicatos o carbonatos de su entorno, se convierten en roca y son denominados estromatolitos. Cuando no precipitan minerales de su entorno son denominados tapetes microbianos. Los microorganismos que habitan los tapetes microbianos viven intercambiando entre sí nutrientes, materia orgánica y compuestos de azufre, lo que contribuye a que exista una fina formación de capas o estratificación vertical, donde se llevan a cabo la mayoría de los ciclos biogeoquímicos, de los cuales el ciclo del azufre es el eje rector de todos los demás. La organización de los microorganismos, de abajo hacia arriba, recapitulan la historia de la vida en la Tierra en tan sólo unos cuantos centímetros (Figura 2).

Durante más de dos décadas, la falta de métodos y herramientas adecuadas dificultó entender la diversidad microbiana en los tapetes. A principios de los años ochenta, el uso de microsensores de alta resolución (Figura 3), ayudó para caracterizar el medio ambiente físico y químico a pequeña escala espacial. El uso de esta tecnología resaltó la importancia de los gradientes de azufre y oxígeno, e identificó la reducción de sulfato y la fotosíntesis como principales procesos geoquímicos de los tapetes microbianos.

En los noventas, el uso de técnicas moleculares y microsensores de alta resolución (Figura 3) ayudó a estimar la estructura de la comunidad de muestras ambientales y reveló una inesperada gran diversidad microbiana, contrario a lo que se había observado con técnicas que dependen de cultivos y microscopía. A principios de siglo XXI, el uso de marcadores moleculares abrió la posibilidad de estudiar el potencial metabólico de los tapetes microbianos y resaltó la importancia de la reducción de sulfato y la fijación de nitrógeno. De igual manera, la combinación de medidas radiométricas, perfiles químicos y análisis filogenéticos sirvió para estudiar lo que hacen algunos tipos de bacterias en particular. Actualmente, técnicas como la metagenómica (descrita ampliamente en la revisión de S. Nikolaki y G. Tsiamis de 2013), que consiste en conocer la secuencia del ADN

Figura 2. Modelo de un tapete microbiano. a) Representación de la estratificación vertical de los microorganismos del tapete donde se ilustra la interacción fisiológica, metabólica y geoquímica de acuerdo con el potencial redox. b) Esquema de la intersección de los ciclos biogeoquímicos en el tapete microbiano, donde el ciclo del azufre es el eje rector de la intersección.



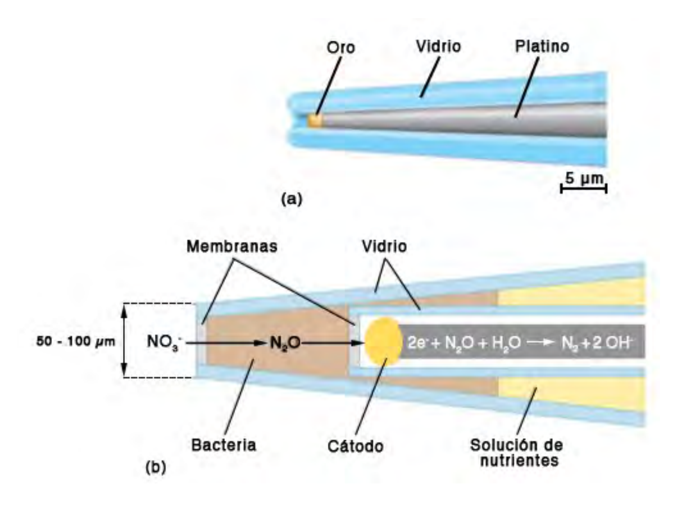


Figura 3. Esquema de un microelectrodo de oxígeno. La punta de platino funciona como un cátodo, por lo que cuando se aplica un voltaje, el O_2 es reducido a H_2O generando corriente. La corriente resulta de la reducción de O_2 en la superficie de oro del cátodo y es proporcional al O_2 que contenga la muestra ambiental. b) Microsensor biológico para la detección de nitrato NO_3-. Las bacterias inmovilizadas en la punta del sensor denitrifican NO_3 a N_2O, el cual es detectado por la reducción de N_2 en el cátodo. Modificado de Brock *Biology of Microorganisms*, 13° ed.

de muestras obtenidas directamente del ambiente, han abierto la posibilidad de responder preguntas sobre las comunidades de microbios tales como ¿quién vive ahí? (potencial taxonómico) y ¿qué función llevan a cabo? (potencial metabólico). Así pues, los datos metagenómicos junto con información sobre genes marcadores moleculares, han ayudado a confirmar que los microrganismos que viven en los tapetes microbianos asemejan la historia de la vida en la Tierra, como se observa en la Figura 2a. El gradiente de oxígeno en los tapetes microbianos nos ayuda a entender lo que sucedió a lo largo de la historia de la vida en nuestro planeta. Primero había una atmósfera reductora, sin oxígeno, con condiciones extremas que permitieron el desarrollo de organismos que respiraban azufre, en forma de azufre elemental y sulfato. Estos organismos, son las mencionadas arqueas hipertermófilas y las bacterias sulfato reductoras (SRB por sus siglas en inglés). Estas últimas se encuentran en la parte más profunda de un tapete microbiano conviviendo con arqueas metanógenas. En la capa siguiente se encuentran las bacterias púrpuras y verdes del azufre (PSB y GSB por sus siglas en inglés respectivas) que necesitan el H_2S, producido por las sulfato reductoras. Estas bacterias púrpuras y verdes del azufre son capaces de hacer fotosíntesis sin necesidad de oxígeno, y a su vez producen sulfato que, como ya mencionamos, lo respiran las vecinas de abajo: las sulfato reductoras (ver Figura 2). Arriba de las PSB y GSB se encuentran las bacterias que oxidan compuestos de azufre, pero lo hacen en presencia de oxígeno y son conocidas como bacterias incoloras del azufre o CLSB (por sus siglas en inglés). Finalmente, la capa más superficial del tapete microbiano la dominan las cianobacterias, que son las responsables de haber cambiado la atmósfera reductora a una oxidante (Véase artículo de Souza y Viladomat-Jasso). Todos estos microrganismos que son esenciales para llevar a cabo el ciclo del azufre a escala global, se encuentran distribuidas en diferentes ambientes del planeta Tierra (ríos, mares, lagos, sedimentos, etcétera).

En la Figura 2b se representa lo que hemos descubierto sobre la interacción de los ciclos biogeoquímicos, cada rebanada en forma de triángulo esquematiza la relación del ciclo del azufre con otros elementos, y los círculos simbolizan las capas de los microorganismos en los tapetes microbianos, de la más profunda hasta la superficial. Las cianobacterias fijan al CO_2 por medio del ciclo de Calvin (y eso implica una interacción con el ciclo del carbono), liberando oxígeno (O) y utilizando agua como donador de electrones (H). Algunas cianobacterias como *Oscilatoria limnetica* pueden fijar nitrógeno y utilizar compuestos de azufre como fuente de energía. La relación del ciclo del azufre con el fósforo (P), la observamos en la membrana de algunas cianobacterias como *Synechococcus* y *Saynechocystis*, ya que sintetizan compuestos de azufre (sulfolípidos), en lugar de fosfolípidos, como respuesta a presiones selectivas de su ambiente. Las bacterias incoloras del azufre (por ejemplo, *Thiobacillus denitrificans* o *Thiobacillus ferooxidans*) que se encuentran en el segundo círculo (CLSB), también utilizan el ciclo del carbono ya que también fijan CO_2 a través del ciclo de Calvin, requiriendo un compuesto de azufre como fuente de energía, y además necesitan oxígeno (O), y nitrato o nitrito (N). En el tercer círculo están las bacterias púrpuras del azufre (PSB). Éstas necesitan compuestos reducidos de azufre (como H_2S) que producen las bacterias sulfato reductoras, y usan hidrógeno molecular para biosintetizar material celular a partir del CO_2. Al igual que las cianobacterias, la síntesis de sulfolípidos también está reportado en las PSB como *Rhodobacter sphaeroides*. En el cuarto círculo del modelo del tapete microbiano están representadas las bacterias verdes del azufre que, a diferencia de las PSB, utilizan el ciclo de los ácidos tricarboxílicos reverso para biosintetizar material celular usando CO_2, pero el patrón del ciclo del azufre con otros elementos es similar al de las PSB. Finalmente, también en la Figura 2b, se representa a las bacterias que reducen sulfato, proceso mediante el cual obtienen energía reduciendo el compuesto de azufre, un proceso que está ligado a la oxidación de compuestos orgánicos que contienen carbono (C) o hidrógeno (H).

Tapetes microbianos para entender la importancia del azufre en la Tierra

Bajo este esquema, nuestro trabajo de investigación propone utilizar al tapete microbiano como un modelo que nos permita entender la interacción biogeoquímica, molecular y ecológica de los microrganismos y el ciclo del azufre, usando así una novedosa perspectiva para analizar a los distintos ciclos biogeoquímicos.

Para generar un algoritmo computacional utilizamos el

orden y los microorganismos de cada una de las capas del tapete microbiano, que está determinado por el gradiente de azufre (Figura 2). Consideramos que éste es un modelo que representa a los ciclos biogeoquímicos, y con base en esta información generamos el algoritmo que nos permite entender el ciclo del azufre a escala global desde perspectivas diferentes: molecular, ecológica y biogeoquímica. Como parte de nuestra investigación realizamos un análisis bibliográfico para recopilar la información de todos los genomas secuenciados hasta el momento de arqueas y bacterias (incluyendo todos los organismos del azufre, PSB, GSB, CLSB, SRB) y todos los genomas de ambientes naturales secuenciados hasta ahora (incluyendo los tapetes microbianos y estromatolitos de Cuatro Ciénegas, Francia, Australia, Chile, etcétera) que se encuentran en las bases de datos públicas como el Centro Nacional para la Información Biotecnológica (NCBI por sus siglas en inglés). Desarrollamos un algoritmo que describe la importancia del ciclo del azufre, a escala global, por medio de un valor numérico. De esta manera podemos conocer qué tan importante es un ambiente determinado u organismo para el ciclaje del azufre, sin contar con ninguna prueba anterior, más que conociendo su genoma o en el caso de un ambiente, el conjunto de genomas o metagenoma. Nuestros resultados comprueban la importancia de los microorganismos que se encuentran en los tapetes microbianos y estromatolitos: todos los genomas del azufre secuenciados hasta ahora, tienen un valor muy alto en nuestro algoritmo. Además, los ambientes en donde el ciclo del azufre es más importante, se encuentran en los tapetes microbianos de Cuatro Ciénegas y en manglares de Brasil, confirmando que estos ambientes son claves para el reciclaje completo de las formas orgánicas e inorgánicas de azufre.

Con este algoritmo no sólo se puede estudiar el ciclo del azufre, sino que está diseñado para que se entienda cualquier ciclo biogeoquímico de nuestro planeta, desde un punto de vista ecológico, molecular y geoquímico. De esta forma se pueden generar valores numéricos de ciclos biogeoquímicos con los que es posible hacer análisis que integran la información de forma global, y detectar así ambientes clave para el ciclaje de los elementos esenciales para la vida en el planeta. Además, también se puede analizar y dar seguimiento en la misma escala global a las vías metabólicas de ciclos biogeoquímicos específicos. Por ejemplo, en el caso particular del ciclo del carbono, estamos trabajando con nuestro algoritmo para que sea capaz de detectar aquéllos ambientes importantes en los que está ocurriendo la degradación de hidrocarburos o compuestos aromáticos tóxicos (como el benceno nitrotolueno que contienen algunas gasolinas). De esta forma es posible encontrar en qué ambientes del mundo existen organismos potencialmente útiles para procesos como la biorremediación, entre otras cosas.

Pero, ¿por qué estudiar el ciclo del azufre en una escala global? y ¿por qué es necesario un algoritmo que detecte la importancia del ciclo del azufre?

Las propiedades fisicoquímicas del azufre complican su entendimiento como ciclo biogeoquímico

El azufre es un elemento no metal que se encuentra en la sexta familia de la tabla periódica, justo debajo del oxígeno. El azufre tiene un número atómico de 16 (es decir, tienen 16 protones) y una masa atómica de 32 (suma de protones y neutrones). En cuanto a su configuración electrónica 1s22s22p63s23p4, tiene seis electrones de valencia, los cuales son los responsables de la interacción entre átomos, es decir, el número potencial de enlaces con otros elementos químicos.

El azufre, a diferencia de los otros elementos que componen la vida en la tierra (CHONP), tiene ocho estados de oxidación, lo cual indica que el azufre puede tomar diferentes "formas químicas" que se pueden mover en la Tierra de manera abiótica y biótica por diferentes grupos bacterianos que son muy divergentes en términos evolutivos, ecológicos y metabólicos (las bacterias que encontramos en los tapetes microbianos).

Dependiendo del enfoque con el que se estudie el ciclo del azufre, se pueden estudiar sus transformaciones de manera parcial o general. Por ejemplo, la Oceanografía y la Geología sólo estudian los procesos meramente abióticos. Por otra parte, desde la perspectiva de la Ecología Microbiana, estudiamos los procesos y las relaciones entre los diferentes organismos que metabolizan compuestos de azufre, y el ambiente donde se llevan a cabo, involucrando tanto procesos bióticos como abióticos. De esta forma, reuniendo la información de los enfoques de Oceanografía, Geología y Ecología Microbiana, hoy sabemos que el ciclo del azufre influye en la respiración de la materia orgánica sedimentaria, el estado de oxidación de la atmósfera y los océanos, y la composición del agua de mar. Lo anterior está íntimamente relacionado con los otros ciclos biogeoquímicos (como por ejemplo el carbono). Sin embargo, debido a que los diferentes compuestos de azufre son movilizados por una gran cantidad de grupos bacterianos, el ciclo del azufre sólo se estudia por partes. Es decir, existen grupos de investigación que están enfocados en entender procesos, vías metabólicas y grupos bacterianos específicos de cada parte del ciclo del azufre. Por ejemplo, analizan la distribución de las bacterias sulfato reductoras por medio de un solo gen. Por lo tanto, los intentos por entender el ciclo del azufre, sólo han reconstruido pequeños fragmentos del rompecabezas. Debido a esto, existe poca información acerca de los patrones de diversidad y distribución de los microorganismos que llevan a cabo las reacciones *redox* del ciclo del azufre, y por lo tanto se desconocen los factores ambientales precisos que regulan su abundancia relativa. Aunado a esto, no hay evidencia directa del ciclaje activo a gran escala de este elemento. Lo anterior resalta la importancia de nuestro algoritmo que se apoya en la información de los tapetes microbianos, los cuales no sólo recapitulan la historia de la vida en la Tierra, sino que también llevan a cabo todos sus



ciclos biogeoquímicos. El utilizarlos como modelos de estudio es esencial para entender la vida en el pasado, y también para comprender la biogeoquímica del planeta actual, con ayuda de técnicas actuales.

Como ya lo hemos mencionado, el azufre ha sido y es un elemento esencial para la vida en el planeta. Lo encontramos en los aminoácidos esenciales como la cisteína y la metionina, y también en coenzimas y cofactores que se encuentran en todos los seres vivos (biotina, la tiamina, la coenzima A, y los *clusters* de hierro y azufre). Las proteínas que necesitan estos cofactores son esenciales en una gran variedad de procesos metabólicos y celulares fundamentales, como la fijación de carbono, la asimilación de lípidos y carbohidratos, la síntesis de pentosas, la duplicación celular, la replicación del ADN (ácido desoxirribonucleico), la fotosíntesis, la respiración y la regulación génica.

Sin el átomo de azufre no se podrían llevar a cabo procesos celulares indispensables para la vida en la Tierra, por lo que su importancia no sólo radica como un elemento fundamental en la biogeoquímica del planeta, sino también como un elemento clave para mantener funcionando la maquinaria celular de eucariontes y procariontes.

Lo anterior nos hace preguntarnos ¿la vida podido evolucionar en el universo si los valores de las constantes fundamentales o las condiciones iniciales del *Big Bang* hubieran sido diferentes?, ¿qué consecuencias hubiera tenido en la Tierra si el orden de aparición de los elementos en las estrellas hubiera sido diferente?, o ¿si las propiedades de los elementos que conforman la vida en la Tierra hubieran tenido un cambio menor en su termodinámica?, ¿qué hubiera pasado con el metabolismo y la evolución de la vida en la Tierra?. Quizás nunca lo sabremos, pero nada nos cuesta imaginar.

Valerie de Anda. Es Bióloga por la Facultad de Ciencias de la UNAM. Realizó su tesis de investigación en el Instituto de Biotecnología de la UNAM sobre la evolución dirigida de proteínas recombinantes. Actualmente imparte clases de microbiología en la Facultad de Ciencias UNAM, y estudia el doctorado en el Instituto de Ecología de la UNAM.

Valeria Souza. Es investigadora del Laboratorio de Evolución Molecular y Experimental del Departamento de Ecología Evolutiva. Estudia la ecología evolutiva de los microorganismos. Su trabajo ha sido reconocido con diversos premios nacionales.

Para saber más

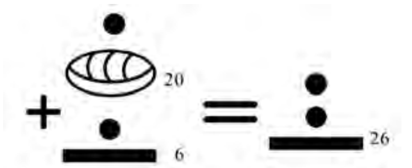
- De Anda Torres V., C. Poot-Hernandez, I. Contreras-Moreira, L. Eguiarte y V. Souza. Enviado a *Environmental Microbiology*. A new multigenomic approach for the study of biogeochemical cycles at global scale: the complete molecular reconstruction of the sulfur cycle.
- Nikolaki S, Tsiamis G. 2013 Microbial diversity in the era of omic technologies. *Biomed Res Int*. 2013;2013:958719. doi: 10.1155/2013/958719. Epub 2013 Oct 24. Review. PubMed PMID: 24260747; PubMed Central PMCID: PMC3821902.
- Olson, K.R. y K.D. Straub. 2016. The Role of Hydrogen Sulfide in Evolution and the Evolution of Hydrogen Sulfide in Metabolism and Signaling. *Physiology* (Bethesda). 31: 60-72. doi: 10.1152/physiol.00024.2015. Review. PubMed PMID: 26674552.



Artículo

El 26, hierro: la Geomicrobiología y las bacterias magnetotácticas

Icoquih Zapata Peñasco



Número 26 en el sistema de numeración vigesimal Maya

> Se tens um coração de ferro, bom proveito.
> O meu, fizeram-no de carne,
> e sangra todo dia.
>
> José Saramago

El hierro, un metal de transición y el cuarto en abundancia en la corteza terrestre, conforma también el núcleo de nuestro planeta. También constituye al Sol y a otras estrellas. En la tabla periódica se puede distinguir por su símbolo: Fe.



El hierro en la tabla periódica de los elementos. Su número atómico es el 26, su peso atómico de 55.845 g/mol, densidad de 7.874 g/cm^3. Es sólido a temperatura ambiente y su punto de fusión es a 1,538 °C, es decir, a esa temperatura pasa de sólido a líquido. Su punto de ebullición es a 2,861 °C. Imagen: Historia breve de los elementos químicos (https://goo.gl/Gzndrn).

El 26 y la Geomicrobiología

Los procesos biológicos más antiguos que se relacionan con el hierro son los microbianos. Este elemento es parte importante de los ciclos biogeoquímicos en la Tierra, que son los movimientos de reciclaje de materia y energía entre los seres vivos y el planeta.

Para acotar el "espacio físico" donde encontramos a los ciclos biogeoquímicos, podemos decir que la biósfera está circunscrita entre el punto más alto de 8,848 metros sobre el nivel el mar, que es el Monte Everest (considerando la tropósfera asociada), y la fosa oceánica más profunda hasta ahora conocida, llamada Las Marianas, de 11,034 metros de profundidad.

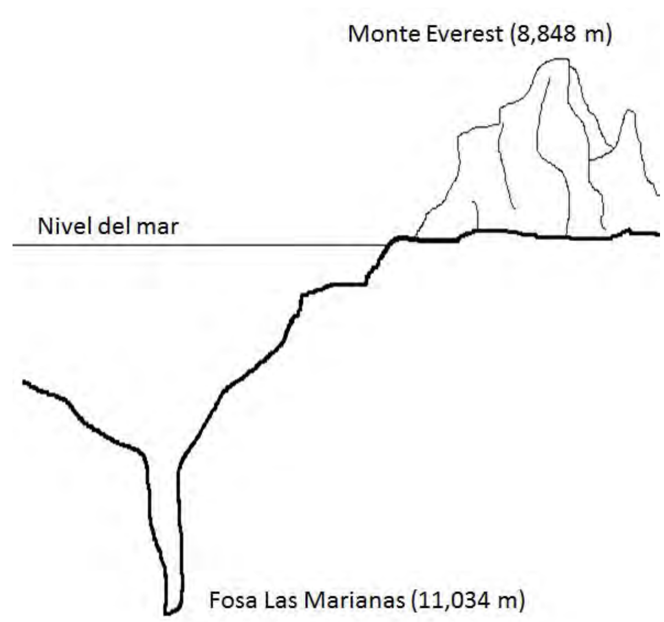


Imagen del espacio físico donde se encuentra la biósfera. El punto más alto es en el Monte Everest y el más bajo la Fosa las Marianas. (Imagen relieve. Icoquih Zapata).



Los procesos biogeoquímicos y los seres vivos están a lo largo y ancho de esta franja de 19,882 metros de la corteza terrestre, que incluye cada relieve y recoveco en donde se puede sustentar la vida, como lo son las montañas, lagos, desiertos, lagunas costeras, glaciares, llanuras abisales, chimeneas hidrotermales marinas, valles, géiseres, el subsuelo y los océanos mismos. Debido a su origen y abundancia, el hierro constituye uno de los elementos más importantes en los ciclos biogeoquímicos que suceden en este espacio físico, y que son estudiados por diferentes ciencias, una de ellas es la *Geomicrobiología*.

Aunque la palabra Geomicrobiología ya era usada hasta en patentes de los años cuarenta, el término fue definido como tal en la década de 1950; se le atribuye a Ernest Beerstecher en 1954, quien lo precisó como "el estudio de las relaciones de la historia de la Tierra y la vida de los microorganismos". Una de las definiciones más completas es la de Serguei Kuznetsov y sus colaboradores en 1963: "es el estudio de los procesos microbianos que se llevan a cabo en los sedimentos modernos y cuerpos de agua, en aguas subterráneas que circulan a través de rocas sedimentarias e ígneas, y en la corteza terrestre meteorizada; la fisiología de microorganismos específicos toma parte de los procesos geoquímicos que ocurren".

Para que la Geomicrobiología adquiriera su forma actual tuvieron que ver la luz los trabajos de diversos personajes, como Christian Gottfried Ehrenberg (1795-1876), un importante naturalista alemán colega del polímata Alexander von Humboldt (1769-1859), con el que viajó en algunas expediciones. A Ehrenberg se le atribuye la introducción del término *bacteria* en 1828, y dedicó una buena parte de su existencia a describir la vida microscópica de los ambientes, incluyendo sedimentos de sitios profundos de los océanos.

Uno de los aportes más importantes del siglo XIX fue el del ruso Serguei Nikolaievich Winogradsky (1856-1953), quien describió el proceso de nitrificación biológica. Además produjo un cúmulo enorme de información biológica, fisiológica y ecológica sobre las bacterias nitrificantes y las del hierro. De hecho, actualmente una práctica obligada en los cursos de Ecología Microbiana es que el alumno logre obtener una colorida columna de Winogradsky a partir de una muestra ambiental, con los niveles propios de óxido-reducción que siguen un gradiente de potencial de reducción o redox (E'_0 -que es la capacidad inherente de un compuesto para dar o ceder electrones, y se mide en voltios V), y un gradiente de concentración de oxígeno (aerobiosis-microaerofilia-anaerobiosis). La columna se trata básicamente de un sistema autónomo que se mantiene por la energía solar y la actividad de la microbiota distribuida en gremios metabólicos a lo largo del sistema; estos gremios son jerarquías ecológicas descritas por la coexistencia de especies y de sus estrategias para el reparto de los recursos de su entorno. La columna de Winogradsky ilustra lo que sucede en la naturaleza, donde diferentes organismos coexisten en una columna de agua y su sedimento asociado, y los microorganismos se distribuyen de acuerdo a sus capacidades metabólicas y a los recursos que existen.

Winogradsky también describió el proceso de oxidación del ácido sulfhídrico (H_2S) a azufre elemental por la gammaproteobacteria *Beggiatoa* y la oxidación del carbonato de hierro ($FeCO_3$) a óxido férrico por la betaproteobacteria *Leptothrix*.

Otro microbiólogo importante fue el holandés Martinus Willem Beijerinck (1851-1931), alumno de Winogradsky. Beijerinck estudió la fijación del nitrógeno en leguminosas, descubrió la respiración anaerobia (un tipo de respiración que no requiere oxígeno) en la que se reduce sulfato, y describió cuáles son las bacterias que la llevan a cabo. También propuso el muy conocido concepto en microbiología: *medio de enriquecimiento*. El ucraniano --que después se nacionalizó estadounidense-- Selman A. Waksman (1888-1973), llamado *el padre de los antibióticos*, contribuyó junto con su discípulo, Albert Schartz (1920-2005), con sus tratados sobre la Microbiología del suelo.

Poco a poco, microbiólogos con conocimientos en Geología, y geólogos, químicos e ingenieros interesados en los microorganismos, fueron describiendo y configurando la intervención de la microbiota en procesos que antes sólo se miraban como abióticos. Tal es el caso de Edmund Cecil Harder, quien en 1919 en un interesante reporte descriptivo incluyendo dibujos, fórmulas de los medios de cultivo, fotografías de los cultivos y de las células vistas al microscopio, dilucida la fisiología de las bacterias en los depósitos de hierro en varios ambientes.

Por otro lado, Claude E. ZoBell, un experimentado microbiólogo de ambientes marinos, específicamente de sitios profundos, definió en 1942 la importancia de las bacterias sulfato-reductoras (BSR) que viven en el subsuelo y que biodegradan petróleo. De hecho obtuvo una patente para un proceso de recuperación de petróleo utilizando este tipo de bacterias. ZoBell además, describió el papel del hierro en este grupo de microorganismos.

El 26 y sus microbios

Volviendo al hierro de la corteza terrestre en sus casi 20 km de espesor, los microorganismos juegan un papel muy importante en las transformaciones de este elemento en la naturaleza. El ciclo biogeoquímico del hierro comienza en las rocas, el suelo o el sedimento, y se incorpora a los distintos ambientes a través de rutas químicas atmosféricas y microbiológicas, según las condiciones de acidez o alcalinidad y de la presencia o no de oxígeno. El hierro es un metal muy reactivo y puede existir en varios estados de oxidación: 0 (hierro cero-valente, Fe(0)), +2 (hierro ferroso, Fe^{+2}) y +3 (hierro férrico, Fe^{+3}). Los estados de oxidación del hierro lo hacen versátil para unirse o coordinarse con otras moléculas, formando complejos estables en la naturaleza, como en moléculas como la hemoglobina o los citocromos.

La Ecología Microbiana y la Geomicrobiología han comprobado que las bacterias aerobias que oxidan el hierro ferroso a



férrico obtienen poca energía de este proceso, por lo que tienen que oxidar grandes cantidades del Fe^{2+} (ferroso) y se produce el ión Fe^{3+} (férrico).

El taxón mejor conocido por su capacidad de oxidar el hierro es *Acidithiobacillus ferrooxidans* (también llamado *Thiobacillus ferrooxidans*), es una bacteria Gram negativa, autótrofa, de la clase Betaproteobacteria, que utiliza el hierro ferroso o compuestos reducidos de azufre y se puede encontrar en drenajes de minas con pH ácido. *Acidithiobacillus ferrooxidans* también es conocida por tener una enzima llamada rusticianina que está implicada en el proceso de oxidación de hierro. La rusticianina es capaz de funcionar a pH muy ácido (tiene un pH óptimo de 2) y sólo ha sido posible encontrarla en esta bacteria. Por otra parte, la arquea *Sulfolobus* también oxida el hierro en condiciones ácidas, pero lo hace si la temperatura es elevada, casi llegando al punto de ebullición del agua. Se le ha encontrado en aguas termales con alto contenido de azufre elemental.

Otra bacteria oxidadora de hierro muy conocida por su relación con procesos de corrosión, y descrita por Ehrenberg en 1836, es *Gallionella ferruginea*, que oxida Fe^{+2} a Fe^{+3} sólo si el pH

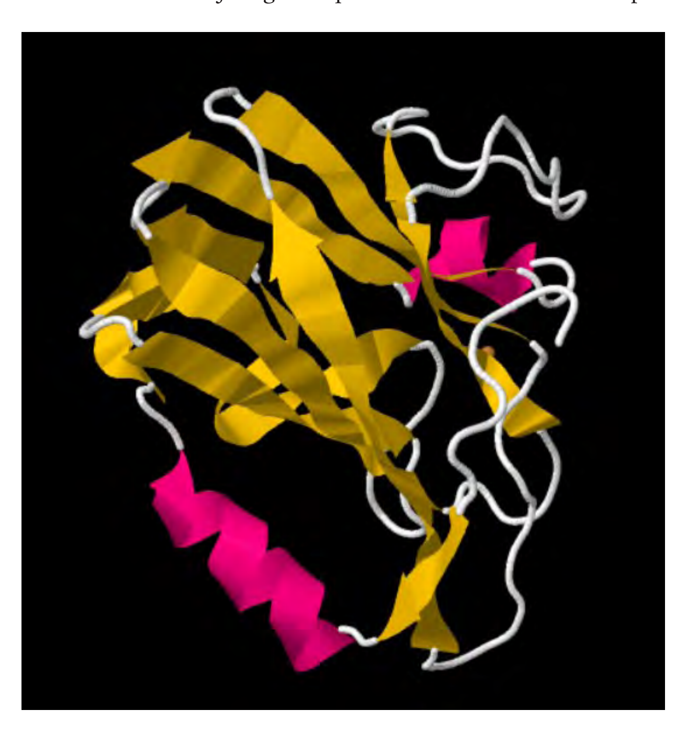


Figura 3. Imagen de la proteína rusticianina obtenida de https://es.wikipedia.org/wiki/Rusticianina#/media/File:PDB_1cur_EBI.jpg.

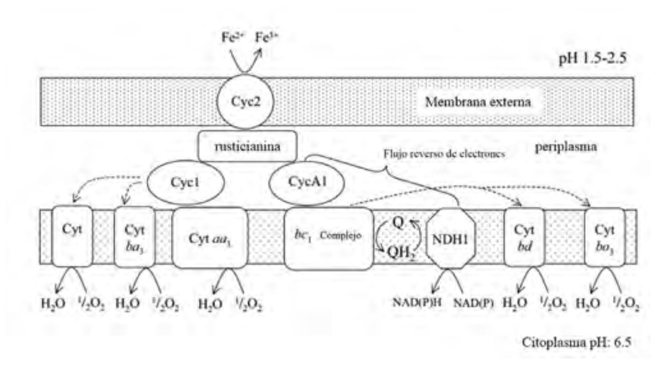
es neutro, lo que genera precipitados de hidróxido de hierro. *Gallionella*, que es autótrofa (que produce materia orgánica partiendo de una sustancia inorgánica (como las plantas o las cianobacterias); los organismos heterótrofos deben alimentarse de otros seres para conseguir la materia orgánica sintentizada), no sólo se encuentra en la red de tuberías que transportan agua potable, también habita en los fondos oceánicos y en las minas de uranio en presencia de otros metales, como plomo, níquel y cobre.

El proceso inverso a la oxidación se conoce como reducción. Por ejemplo, la reducción de hierro férrico a ferroso es la transformación del (Fe^{3+}) a (Fe^{2+}). Tanto la oxidación como la reducción son procesos que implican dar o ceder electrones; en este caso en particular el hierro férrico recibe electrones (por lo tanto es un *aceptor*), y así queda reducido a ferroso. Las bacterias reductoras de hierro (BRH) llevan a cabo un proceso que se denomina "reducción desasimilatoria", en el que utilizan sulfatos, nitratos o CO_2 como aceptores finales de electrones, y excretan el producto reducido. Las BRH se pueden encontrar en sedimentos de cuerpos de agua dulce y marina, en aguas termales, en aguas residuales y en suelos. Otros procariontes pueden utilizar el Fe^{+3} como aceptor final de aquéllos electrones que provienen de la respiración, y obtienen energía de este proceso, que está ampliamente difundido en los dominios *Bacteria* y *Archaea*. Los taxa más estudiados son *Shewanella*, *Geobacter* y *Geothrix*. Otros microorganismos utilizan el hierro férrico en presencia de sulfuro de hidrógeno (o ácido sulfhídrico H_2S), y habitan en ambientes anóxicos, como en turberas, en sedimentos de cuerpos de agua como lagos y lagunas, y en sitios en donde se acumula agua con poco oxígeno disuelto, como charcas. Químicamente, el hierro férrico también es reducido a sulfuro ferroso (FeS), así que el ciclo del hierro tiene varias interacciones con el ciclo del azufre en diversos ambientes.

Existe otro grupo bacteriano interesante que utiliza el hierro, y es el de los fotótrofos anoxigénicos oxidadores de hierro ferroso. Estas bacterias tienen una implicación evolutiva muy importante en la fotosíntesis. Se trata de las bacterias rojas y verdes que tienen pigmentos que forman ATP (molécula de energía química) cuando hay luz, usan bacterioclorofilas y un solo fotosistema en el proceso fotosintético (vease el artículo de Souza y M. Viladomat-Jasso). Estas bacterias tienen otra forma de construír azúcares a partir del CO_2 (el artículo de Souza y M. Viladomat-Jasso describe este proceso con más detalle), ya que no rompen la molécula del agua para producir O_2, si no que utilizan una molécula reducida, como por ejemplo algún compuesto orgánico, hidrógeno (H_2) o azufre.

Las formaciones de bandas de hierro (BIF por sus siglas en inglés) son depósitos de óxidos de Fe, como magnetita (Fe_3O_4) y hematita (Fe_2O_3). Estos compuestos se acomodan en capas de unos cuantos centímetros de grosor en rocas sedimentarias de ambientes marinos que datan del Precámbrico, entre los 2,400 y 1,800 millones de años. Anteriormente, la oxidación de Fe^{+2} en las capas (BIF) se atribuía al oxígeno producido por cianobacterias; estas bacterias utilizan dos fotosistemas, una configuración más compleja para el proceso de producción de O_2, y que seguramente apareció mucho después que el sistema fotosintético de los anoxigénicos. La formación de estas bandas ha dejado de asociarse con el oxígeno generado por cianobacterias, ya que actualmente se ha observado en la naturaleza y en experimentos en microcosmos, que bajo ciertas condiciones de





Modelo del transporte de electrones de la oxidación de hierro en At. ferrooxidans. La figura fue modificada de Rawling (2005) Doi: 10.1186/1475-2859-4-13).

intensidad luminosa y de longitud de onda, a unos cientos de metros bajo la columna de agua donde ya no hay cianobacterias, llegan a existir bacterias fotótrofas anoxigénicas que oxidan al hierro ferroso (Fe^{+2}) sin problema.

El 26 y las bacterias magnetotácticas, una relación muy antigua

Las bacterias magnetotácticas (BMT) son un grupo filogenéticamente diverso que exhibe diferentes metabolismos y morfologías. Las BMT son Gram negativas que sintetizan nanopartículas magnéticas, *in vivo* y a temperatura ambiente en forma de magnetita (Fe_3O_4) o greigita (Fe_3S_4). La síntesis ocurre dentro de cuerpos llamados magnetosomas, mismos que les confieren la magnetotaxis, que es el movimiento y la orientación de las BMT en dirección del campo geomagnético. Los magnetosomas son estructuras que se arreglan en cadena a lo largo del eje mayor de la célula, cada uno está constituido por una especie de vesícula cuya membrana es de fosfolípidos (ver la última figura).

Los análisis de genómica y proteómica sugieren que las proteínas de los magnetosomas relacionadas con la formación de la vesícula y la biomineralización del hierro, son codificadas por genes que se encuentran en islas genómicas. Las islas genómicas son grandes regiones del genoma bacteriano que no siempre se encuentran presentes. Estos genes se adquieren por transferencia horizontal (véase Souza y Eguiarte *Oikos*= 2) de otras bacterias, dependiendo de las condiciones del ambiente, lo que refleja el carácter de adaptación específica que representa el proceso y las islas genómicas en sí.

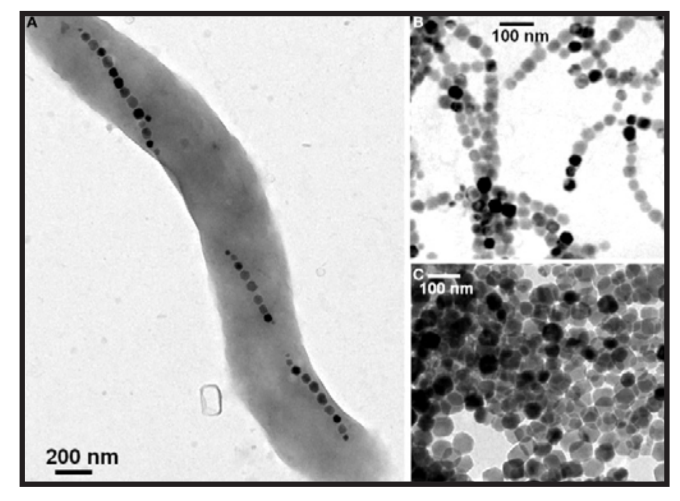
Las BMT habitan en zonas con bajas concentraciones de oxígeno de cuerpos de agua someros o poco profundos, y se estima que existen desde hace 3,500 millones de años. Las BMT que tienen magnetosomas con nanocristales de magnetita (óxido de hierro) son principalmente de la clase Alfaproteobacteria, y las que producen nanocristales de sulfuro de hierro (greigita) pertenecen a la clase Deltaproteobacteria, que en su mayoría son bacterias relacionadas con el azufre (como las bacterias sulfato-reductoras o BSR), lo que sugiere que el origen evolutivo de ambos grupos de bacterias magnetotácticas fue separado.

Recientemente se describió un grupo de las BSR que no se conocía, que puede producir nanocristales de magnetita o de greigita dependiendo de las condiciones del ambiente. Lo interesante en ellas es que tienen diferentes genes para producir los dos tipos de magnetosomas, para magnetita y para greigita.

En México, en Cuatro Ciénegas, Coahuila, que está en medio del desierto, hemos encontrado especies de BMT de origen marino, y el análisis del gen ribosomal 16S indica que pertenecen a las clases Deltaproteobacteria y Alfaproteobacteria; estas bacterias, además de los genes característicos que codifican a los magnetosomas, tienen otros que son similares a los encontrados en sedimentos marinos con actividad volcánica. Estos hallazgos nos hablan de la diversidad de BMT en un sitio que es un relicto del Precámbrico, con pocos nutrientes, donde hay mucha competencia para mantenerse vivos y la vida depende de los estromatolitos y tapetes microbianos. (Puedes leer más sobre estromatolitos en *Oikos*= 2).

El potencial biotecnológico de los magnetosomas de las BMT es muy amplio. Su magnetismo es estable a la temperatura de los seres vivos, lo que les da ventaja con respecto a las nanopartículas magnéticas sintetizadas químicamente, donde el magnetismo es inestable a esas temperaturas. Las BMT tienen propiedades que permiten su uso como agentes de contraste para obtener imágenes por resonancia magnética (MRI por sus siglas en inglés). La cadena de magnetosomas dentro de la célula bacteriana tiene una configuración estable, aun cuando se rompa a la bacteria para aislarla. Este arreglo se aprovecha porque evita que las nanopartículas se agreguen entre sí, que es lo que sucede con frecuencia en las de origen sintético *in vitro*.

La cubierta de los magnetosomas es de lípidos, por lo que éstos se dispersan bien en el agua, además son poco tóxicos y poseen gran biocompatibilidad, así que son utilizados para transportar fármacos. En cambio, las nanopartículas sintéticas



Imágenes obtenidas por microscopía de transmisión. A) Una BMT. B) Cadenas de magnetosomas extraídos de una BMT. C) Magnetosomas liberados de la cadena por calentamiento y tratamiento químico. (Imágenes de Alphandéry E. 2014. Doi: 10.3389/fbioe.2014.00005).



que no están recubiertas de manera natural se tienen que estabilizar con químicos como dextran o moléculas de polietilenglicol, por lo que sintetizarlas es más complicado.

Se ha visto que los magnetosomas son fácilmente funcionalizables, es decir, que se les pueden adherir o anclar otras moléculas en su superficie, lo que les da una gran diversidad de posibilidades de aplicación en el campo de la Nanobiotecnología. También se han cultivado BMT de manera continua, como con *Magnetospirillum*, estos cultivos llegan a rendir hasta 170 mg de magnetosomas por litro por día. Sin embargo, aún no se alcanza la escala industrial ni comercial. Otra ventaja que ofrecen es que la producción es químicamente limpia, en comparación con las nanopartículas sintéticas *in vitro*, que durante su síntesis generan productos tóxicos al ambiente.

Finalmente...

Como podemos ver, el hierro está presente desde el origen mismo de la Tierra, y las primeras moléculas y formas de vida han interactuado con él desde tiempos geológicos muy antiguos. Ha jugado un papel importantísimo en las distintas maneras de respiración que presentan los seres vivos, y en muchos casos define la estructura de las comunidades microbianas que son capaces de utilizarlo en sus diversos estados de oxidación.

En un sentido antropológico el hierro también ha sido trascendental, como se refleja en las pinturas rupestres de hasta 40,000 años de antigüedad, creadas a partir de polvos de óxido de hierro y carbón. El hierro fue uno de los puntos de inflexión en la historia de la humanidad, los grandes avances tecnológicos de la Edad de Hierro fueron cruciales en la labranza de los campos de cultivo y para el diseño y elaboración de armas, lo que cambió la distribución de las poblaciones de humanos, moviéndose de las planicies aluviales a otros sitios, permitiendo así la formación de pequeños asentamientos y luego, de grandes imperios.

Hace 3,000 años se descubrió por casualidad, que cuando el hierro absorbía carbón de las brasas, se producía un material más resistente y maleable, hoy lo conocemos como acero. El uso de la moneda de aleaciones de hierro, hacia finales del siglo VII a.C., trae consigo la transformación del comercio. Y desde el siglo V a.C., la antigua farmacopea da cuenta de la famosa *Terra sigillata*, una especialidad farmacéutica basada en caolín, magnesio y óxidos de hierro para tratar diversos males, tanto úlceras como gonorrea. En la Edad Media, las tintas para escritura eran mezclas que se hacían de las tumoraciones del tronco del roble, llamadas agallas, y sulfato de hierro y cobre, el resultado era un color negro intenso difícil de borrar. En las manifestaciones artísticas, desde los primeros pintores egipcios, la antigüedad y la Edad Media, hasta las expresiones contemporáneas, los pigmentos a base de hierro, y especialmente de óxidos, han sido los más utilizados, porque su escala cromática alcanza de los amarillos pálidos, los rojos rubí, hasta los pardo rojizos y negro. Desde el inigualable azul profundo y sólido, característico de las pinturas europeas de los años 1700, que surge de la combinación justa del cianuro con el hierro, hasta la tinta magnética para cheques y billetes para evitar falsificaciones, desde los murales mayas del periodo Clásico (300 - 900 a.C.), pasando por el salón de los 500 de Vasari en Florencia (1570), hasta la cubeta que usamos para trapear, los pigmentos a base de óxidos de hierro han dejado su huella indeleble en nuestra cultura.

El hierro no es poca cosa en nuestro país, tan es así que en 1884, bajo la política de Porfirio Díaz, se promulgaron las leyes mineras por las que las minas se entregaban en propiedad privada irrestricta a quienes las explotaban, pasando paulatinamente de manos españolas a inglesas y norteamericanas, así que la cuarta parte del capital extranjero se concentró en la explotación no sólo de cobre, oro y plata, sino también de hierro.

El hierro y su presencia, como sugerencia poética para referirnos a la fortaleza y al estoicismo humanos, como las polvaredas rojas de óxidos férricos de Marte o de la Costa Chica de Guerrero, como las magnificentes obras humanas materializadas en la Torre Eiffel, los largos tramos ferroviarios, los ductos submarinos y hasta el Palacio de Hierro de Orizaba, el hierro trasciende los tiempos y se muestra así, fundamental, cosmopolita y necesario.

Icoquih Zapata Peñasco. Muy agradecida bióloga por la existencia de los microorganismos. Es investigadora del Instituto Mexicano del Petróleo. Realizó estudios de posgrado en el Instituto Politécnico Nacional, y se ha dedicado a investigar sobre los microbios y su interacción con su entorno biótico y abiótico.

Para saber más

- Asimov, I. 1954. Las bóvedas de acero. Editorial De Bolsillo.
- Dworkin M., Falkow S., Rosenberg E., Schleifer K.H. y E., Stackebrandt (eds.). 2006. *The Prokaryotes. A handbook on the Biology of Bacteria*. Volume 2: Ecophysiology and Biochemistry. Springer. NY,USA. 1107 pp.
- Castera, P. 1882. Los maduros. Editorial Tip. de la República.
- Lehninger A.L. 1991. *Bioenergética*. Fondo Educativo Interamericano. 242 pp.
- Lem, S. 1964. El Invencible. Seabury Press, Polonia.
- Tarbuck E.J., Lutgens F.K. y D., Tasa. 2005. *Ciencias de la Tierra.* Edit. Prentice Hall. 712 pp.



Artículo

El arsénico desde el origen de la vida al mundo moderno: no tan malo como parece

María Eugenia Farías

El arsénico, un veneno muy antiguo

El arsénico (As) es un elemento químico que se encuentra ampliamente distribuido por toda la corteza terrestre. Las principales fuentes de arsénico son naturales, incluyendo zonas volcánicas y aguas termales. También puede encontrarse como resultado de la actividad humana debido a minería o al tratamiento de residuos, a plaguicidas o a actividad industrial. En la tabla periódica de los elementos, el arsénico pertenece al grupo de los metaloides, ya que muestra propiedades intermedias entre metales y no metales. El arsénico puede estar en el ambiente en varios estados de oxidación, (0, +III y +V). En aguas naturales se encuentra sobre todo como arsenato [V] o arsenito As[III]. El estado predominante del arsénico es en forma de As [V] y se encuentra así en ambientes acuosos oxigenados. En condiciones reducidas y anóxicas el que predomina es el As[III], que es 100 veces más tóxico que el As[V].

El arsénico, junto con el azufre, forma un cristal color rubí que se lo conoce como rubí de arsénico piedra: el rejalgar. Este cristal presenta un rojo muy intenso que se empleaba para fabricar pigmentos rojizos. Sin embargo, resulta muy tóxico; tan es así, que en muchos lugares del mundo se pulverizaba la roca y se utilizaba para matar o repeler insectos y ratones. En la antigua China y Grecia se espolvoreaba rodeando casas o graneros con este propósito. Pero no sólo de matar insectos se trataba, a lo largo de la historia se lo utilizó como veneno sobre todo para acelerar herencia. Tan famoso es este veneno que en la época de los Borgia se lo conocía como polvo de sucesión. Se especula que Napoleón murió envenenado con este tipo de veneno.



Rejalgar pigmento y veneno de Arsénico. Fuente: Wikimedia Commons.

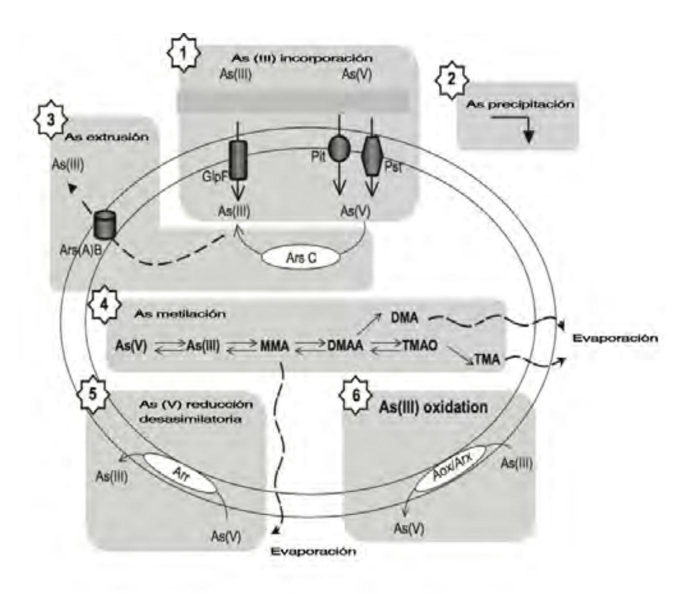
La toxicidad del arsénico se debe a que es químicamente muy parecido al fósforo, elemento esencial para los seres vivos; de hecho está ubicado justo encima de él en la tabla periódica, y esto significa que tiene muchas propiedades similares. En los seres vivos el arsénico “se cuela a la célula” por el mismo canal de entrada que el fósforo, y toma su lugar en algunas reacciones químicas claves del metabolismo. Mas precisamente, puede introducirse en la cadena de producción del ATP (adenosin trifosfato) en lugar del elemento legítimo, el fósforo, de modo que inhibe la formación de esta molécula ocasionando la muerte de la célula. En otras palabras, el arsénico es lo suficientemente parecido al fósforo como para suplantarlo en reacciones, pero también es lo suficientemente diferente del fósforo como para que las moléculas formadas no tengan función biológica.

Por otro lado, la presencia de arsénico inhibe la formación de enzimas como la piruvato deshidrogenasa, sin las que no se puede llevar a cabo la respiración celular. Como resultado, por supuesto, la célula (y el organismo) no respira y muere.

La resistencia al arsénico

A pesar de su toxicidad, la mayoría de los microorganismos no sólo han desarrollado mecanismos de resistencia al arsénico (como el operón ars), sino que además algunos de ellos son capaces de utilizarlo en su metabolismo. De este modo, existen microorganismos que pueden emplear al As en la respiración y/o como donador de electrones. Algunos microorganismos también pueden metilar a las formas inorgánicas del. El As[V] (AsO^{3-}_3) es el compuesto más abundante del ambiente es transformado en As[III] por diversos microorganismos. Éste a su vez puede sufrir diversas reacciones de metilación dando lugar a





Rutas de resistencia de arsénico (As): principales mecanismos de transformación de arsénico y resistencia en bacterias. Figura adaptada de D. Slyemi y V. Bonnefoy, 2011. Env.Mic.

compuestos metilados de As en un proceso de detoxificación de la célula, ya que este mecanismo convierte al As en un compuesto volátil, lo que le permite a la célula "sacarse el As de encima" mediante su volatilización.

Con base en el parecido que hay entre el arsénico y el fósforo (P), se propuso la idea de que en condiciones de falta de fósforo, el arsénico podría reemplazarlo en la formación de la cadena de ADN. ¿Podrías imaginarlo? Esta teoría se basaba en que una bacteria podría crecer si se encontraba aislada en un ambiente con alta concentración de arsénico. Un sitio que podría cumplir estas características es el lago Mono en California, que es un lago muy alcalino, salino y con alto contenido de arsénico. Teóricamente, en ausencia de P esta bacteria incorporaba As en su ADN. Esta idea conmocionó al mundo científico cuando fue publicada en la revista *Science* en el año 2010. Las críticas no tardaron en aparecer, y se demostró que aunque la bacteria sí tenía una alta resistencia al As, ésta no podía vivir en ausencia de fósforo. Sin embargo, la idea de que el As puede formar parte de las reacciones químicas de la vida es cada vez es más aceptada.

De hecho, numerosos trabajos han demostrado que el metabolismo del arsénico microbiano, como los que contienen el operón ars, es antiguo y probablemente se remonta a la Tierra primitiva. En trabajos realizados en el lago Mono, un grupo de científicos de la NASA estudió biopelículas microbianas anóxicas. Estas biopelículas crecen en superficies rocosas que contienen arsenito y sulfuro a altas concentraciones, y están alimentadas por manantiales de agua caliente. Los científicos descubrieron un proceso de oxidación en estas bacterias, que es dependiente de luz y de condiciones anóxicas, en el que el arsenito se convierte a arsenato: las comunidades del biofilm están formadas por bacterias fotosintéticas fotótrofas, pero son capaces de utilizar el arsenito como el donador de electrones y así producen arsenato, mediante una reacción similar a la fotosintética, pero que sucede en ausencia de oxígeno (vease el artículo de Souza y M. Viladomat-Jasso).

El arsénico en microbialitos del pasado y actuales en los Andes

Los estromatolitos son estructuras formadas por láminas de sedimentos de origen biológico. Estos sedimentos son generados por la unión, captura y cementación de partículas que generalmente son producidas por organismos fotótrofos presentes en tapetes microbianos (Falcon *et al.* *Oikos*=2 p.7). Los estromatolitos son el registro biológico más antiguo y la evidencia más temprana de la vida sobre la Tierra. Aparecieron por primera vez hace 3,500 millones de años y en el registro fósil permanecen como el componente más frecuente durante miles de millones de años. Hoy sabemos que fueron grandes productores de oxígeno (O_2) a lo largo de millones de años, que transformaron el planeta en un ambiente rico en este elemento y contribuyeron a crear la capa de ozono. La abundancia de oxígeno es la razón por la que la Tierra se conoce como el planeta azul.

En un trabajo publicado recientemente, se aplicó espectroscopía raman y fluorescencia de rayos X para ver la composición de estromatolitos fósiles australianos de hace 2,700 millones de años, y se demostró que el arsénico está asociado a la precipitación de carbonatos por actividad biológica. Este estudio propone que el metabolismo en los estromatolitos estuvo dado por un proceso de oxidación de arsenito y de reducción de arsenato en microbios que vivieron en condiciones anóxicas, lo cual sugiere que la respiración de arsénico podría haber ocurrido ampliamente en ambientes marinos de la Tierra primitiva, cuando había poco oxígeno.



Lago Mono, California es el lago alcalino de donde se aislaron bacterias resistentes a arsénico. Foto: I. Juul Farum.

Recientemente, en la región del Altiplano Andino, en lagunas hipersalinas de Chile, Bolivia y Argentina, se reportaron distintos tipos de ecosistemas microbianos asociados a minerales (estromatolitos, microbialitos y evaporitas). Estos ambientes presentan características similares a la Tierra primitiva ya que, por la altitud en la que se encuentran, están expuestos a baja presión de O_2, alta radiación UV y viven en aguas someras alcalinas salinas, con alto contenido de arsénico de origen volcánico.



Estromatolitos fósiles y modernos. a) Estromatolitos fósiles de 65 millones de años en Dique Cabral Corral Salta Argentina. b) Microbialitos moderno en laguna La Brava Atacama Chile c) Estromatolitos modernos en Cuatro Ciénegas, México. d) Estromatolitos Modernos en Pozo Bravo Argentina. Fotos: M. E. Farías.

Laguna Diamante es uno de los ecosistemas más extremos del Altiplano Andino, y está ubicada dentro del cráter del volcán Galán, que llega a 4750 m sobre el nivel del mar, en la provincia de Catamarca en Argentina. El volcán Galán es un super-volcán que tiene una de las calderas más grandes del mundo, de unos 34 km de diámetro. Es tan enorme esta caldera, que en su interior se forma la Laguna Diamante, producto de la acumulación, y posterior evaporación, de agua que surge permanentemente de un geiser a 80°C . Esta laguna presenta condiciones ambientales muy extremas (pH= 11, arsénico= 117 mg/L, altura= 4650 m.s.n.m., por lo tanto hay baja presión de oxígeno, mucha radiación UV, gran salinidad= 217 mS/cm y con una amplia variación de temperatura día/noche de 10 °C a -20 °C). En este lugar se encontraron biopelículas sumergidas (*biofilms*) de color rojo, que estaban formadas en la parte inferior de microbialitos (tipo leiolitos). Los resultados del análisis metagenómico de esta comunidad microbiana mostraron que las biopelículas están formadas casi exclusivamente (93%) por Haloarqueas y Halobacterias (*Natronomonas* sp. y *Halorubrum* sp. respectivamente), y el 7% restante por otros tipos de Bacteria.

En el análisis genético se documentó una alta proporción de genes de litotrofía del arsenito (*aio*B) y para respiración anaeróbica del arsenato (*arr*A). Estos dos sistemas de enzimas son los que se conocen actualmente para mediar el uso bioenergético de arsénico. La enzima *Aio* es utilizada para la oxidación del As[III] a As[V] dentro de las cadenas bioenergéticas. La enzima *Arr*, por el contrario, es una oxidasa terminal en la conversión de energía, y por lo tanto está situada en el extremo opuesto de las cadenas bioenergéticas de transferencia de electrones y reduce As [V] en As[III].

Litotrofia de arsenito y respiración anaeróbica del arsenato

Con los análisis de los metagenomas de las comunidades microbianas de la Laguna Diamante, se demostró que el sistema de respiración de arsénico es tan ancestral que pertenecería a LUCA (*Last Unique Common Ancestor*), antes de que separaran las Arqueas de las Bacterias. En pocas palabras, se reportó una contraparte moderna de los sistemas paleo-microbianos de 2,700





Laguna Diamante: ubicada dentro de la caldera del Volcán Galán a 4,650 msnm, con alta salinidad, alta concentración de As y radiación UV intensa, es uno de los ambientes más extremos del planeta. En su interior de encontraron microbialitos de carbonatos con cristales de Gaylussita asociados, cubiertos de un biofilm dominado por arqueas. Foto: M. E. Farías.

millones de años de antigüedad. Sistemas similares se encontraron en el estudio comparativo de los genes del ciclo de As en 5 metagenomas de microbialitos y tapetes microbianos de la Puna del Altiplano Andino.

Hay bacterias andinas que sí pueden respirar arsénico

Para poner a prueba las hipótesis surgidas del análisis del metagenoma descrito en párrafos anteriores, se aisló una cepa de arquea, llamada haloarquea *Halorubrum* H156. Se secuenció el genoma de este microorganismo obtenido del biofilm de Diamante, y se encontró que posee ambos sistemas de enzimas (*aio* y *arr*).

Se realizaron estudios fisiológicos para determinar si esta haloarquea crecía mejor en arsenato o arsenito, y se descubrió que esta arquea, no sólo creció en As [III], sino que ¡su crecimiento fue más rápido que en su ausencia! Durante ese crecimiento el As[III] se transformó en As[V]. Mediante estudios de



LUCA (por las siglas en ingles de Last Common Unique Ancestor): el antepasado común a todos los seres vivos. Imagen: Dirección General de Relaciones Institucionales, CONICET.

la transcripción de mRNA se comprobó también que se expresa el gen *Aio*. Todo esto demuestra que las Haloarqueas son capaces de vivir obteniendo energía del As de la misma forma que lo hicieron sus antecesores en la sopa primitiva.

Para concluir podemos afirmar que, si bien es tóxico para las células actuales, el As fue abundante en la tierra primitiva, y los microorganismos lo usaron para obtener energía en la sopa primitiva, cuando la atmosfera era reductora y el O_2 no había sido liberado a la atmósfera. Jugó un papel fundamental en la formación de estructuras fósiles como son los estromatolitos, y hoy encontramos sistemas similares en los altos desiertos de los Andes donde se recrean las condiciones de esa tierra primitiva.

María Eugenia Farías. Es doctora en Biología e investigadora independiente de CONICET, Argentina. Su especialidad es microbiología en ambientes extremos de la Puna. En los últimos 15 años se ha dedicado a relevar, estudiar y poner en valor ecosistemas microbiológicos extremos de la Puna Andina que incluyen lagunas, salares y fumarolas de volcanes en Argentina, Chile y Bolivia. En 2011 recibió el premio L´oreal mujer en la Ciencia y en 2013 el premio Konex en Ciencia y Tecnología-Biología y Ecología.

Para saber más

• Farías, M.E., Contreras, M., Rasuk, M.C., Kurth, D., Flores, M.R., Poiré, D.G., Novoa, F., Visscher, P.T. 2014. Characterization of bacterial diversity associated with microbial mats, gypsum evaporites and carbonate microbialites in thalassic wetlands: Tebenquiche and La Brava, Salar de Atacama, Chile. *Extremophiles*, 18:301-329.
• Hoeft, S.E., Kulp, T.R., Han, S., Lanoil, B., Oremland, R.S. 2010. Coupled arsenotrophy in a hot spring photosynthetic biofilm at Mono Lake, California. *Applied Environment Microbiology*, 76:4633–4639.
• Oremland, R.S., Saltikov, C.W., Wolfe-Simon, F., Stolz, J.F. 2009. Arsenic in the Evolution of Earth and Extra-terrestrial Ecosystems. *Geomicrobiol J*., 26:522–536.
• Páez-Espino, D., Tamames, J., De Lorenzo, V. y Cánovas, D. 2009. Microbial responses to environmental arsenic. *Biometals,* 22:117–130.
• Rascovan, N., Maldonado, M.J., Vazquez, M.P., Farías, M.E. 2015. *Bioenergetic use of arsenic in haloarchaea biofilms from Diamante Lake*.

